地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 85, No. 1 (811), 1976

目　次

論説・報告

川上健三：経済水域と地理学上の問題点……………………………………………………（ 1 ）

木下誠一：永久凍土調査……………………………………………………………………（ 10 ）

田上善夫：利尻島における偏形樹の形成要因について…………………………………（ 28 ）

短報・資料

坂本峻雄：東亜地質鉱産誌編集委員会……………………………………………………（ 43 ）

書評と紹介

田中館秀三業績刊行会編：田中館秀三—業績と追憶—（矢沢大二）…………………（ 61 ）

協会記事……………………………………………………………………………………（ 64 ）

口　絵　崖に露出する地下氷，波蝕をうけたピンゴ（木下誠一）

CONTENTS

Economic Zone and Its Geographically Controversial Points……………………Kenzo KAWAKAMI (1)

Joint Studies on Physical and Biological Environments in the Permafrost……………Seiiti KINOSHITA (10)

Formation of Wind-shaped Trees in Rishirito-island, Hokkaido……………………Yoshio TAGAMI (28)

Compilation Committee for Geology and Mineral Resources of the Far East……………Takao SAKAMOTO (43)

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

東京地学協会取扱い出版物

1/50万 地質図 各〒 300円

東京	890	金沢	1,280
八丈島	500	岡山	1,280
奄美大島	500		

1/20万 地質図 各〒 300円

石巻	440	深浦	620
大分	440	松山	620
男鹿島	440	宮津	620
唐津	440	稚内	620
高知	440	岩内	870
野辺地	440	天塩	870
羽幌	440	広尾	870
輪島	440	尻屋崎	870
青森	620	鳥取	1,140
網走	620	北見	1,140
伊良湖岬	620	剣山	1,140
酒田	620	斜里	1,140
新庄	620	留萌	1,140
標津	620	帯広	1,310
苫小牧	620	豊橋	1,310
七尾富山	620	知床岬	1,310
根室	1,140		

各〒 300円

1/200万	日本地質図	1,090
1/200万	日本温泉分布図	1,280
1/200万	日本変成相図	700
1/200万	日本の火山	1,490
1/200万	日本炭田図	890
1/200万	日本鉱床生成図 (14)	720
1/200万	日本鉱床生成図 (15)	940
1/ 20万	中部地方領家帯	2,100
1/ 50万	後期新生代地質構造図東京	1,280
1/ 50万	地質構造図秋田	1,090
1/2万5千	佐世保北部	1,090
1/2万5千	生駒山地西麓部	830
1/2万5千	鬼首	830
1/ 10万	石狩沖積低地	1,240
1/ 50万	第四紀地殻変動図近畿	1,580
1/ 20万	飯島周辺海域海底地質図	1,850
	日本温泉-鉱泉一覧	1,050

北海道金属・非金属鉱床総覧 I	610
北海道金属・非金属鉱床総覧 II	590
北海道金属・非金属鉱床総覧 III	560
北海道金属・非金属鉱床総覧 IV	1,490

1/7万5千 地質図 説明書付き 各〒 400円

鬼首	620	徳島	620
高松	620	勿来	620

各〒 450円

日本油田ガス田図(I)	青山奥	820
日本油田ガス田図(II)	横浜	820
日本油田ガス田図(III)	横須賀	820
日本油田ガス田図(VII)	魚沼	3,410 〒750
日本油田ガス田図(VIII)	本宿	1,510
日本油田ガス田図(IX)	七谷	820
日本油田ガス田図(X)	茂原	2,140
日本油田ガス田図(XI)	佐渡	1,510
日本水理地質図(IV)	山梨県釜無川および笛吹川流域	650
日本水理地質図(V)	香東川・土器川・財田川流域	650
日本水理地質図(VI)	愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域	650
日本水理地質図(VII)	千葉西部	650
日本水理地質図(VIII)	奈良県大和川流域	650
日本水理地質図(X)	関東平野北西部	650
日本水理地質図(XI)	長野県松本盆地	650
日本水理地質図(XII)	兵庫県南西部	840
日本水理地質図(XIII)	佐賀・福岡県筑後川中流域	840
日本水理地質図(XV)	都城盆地	840
日本水理地質図(XVI)	仙台湾臨海地域	840
日本水理地質図(XVII)	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	840
日本水理地質図(XVIII)	福岡・大分山国川および駅館川流域	840
日本水理地質図(XIX)	熊本県白川および黒川流域	840
日本水理地質図(XX)	鳥取県日野川流域	840
日本水理地質図(XXI)	福岡県矢部川中流域	840
日本水理地質図(XXII)	山梨・長野県釜無川上流域	1,110
日本水理地質図(XXIII)	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,390
日本水理地質図(XXIV)	長野県千曲川中流域	1,390
日本水理地質図(XXV)	島原半島	1,630
空中磁気図(I)	酒田-村上-弥彦-糸魚川海域	1,030 〒 450
空中磁気図(II)	稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域	1,030 〒 450
空中磁気図(VIII. IX. X)	厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域	1,030 〒 450
空中磁気図(XI. XII)	輪島-福井-陸奥-尻屋崎-八戸-宮古-気仙沼-花巻海域	1,280 〒450

地質図幅目録図(昭, 50年版)	620 〒 200



崖に露出する地下氷（シベリア，昭和47年8月12日撮影）

東シベリアのヤクーツク市からレナ河を渡つて対岸に行つたところ，ヤクーツク市から北東約250km のところに，スイルダッハ湖(СЫЛДАХ）という湖がある。直径4km ほどのほぼ円形の湖であるが，岸は高さ20m ほどの崖になつていて，所々に写真のような地下氷が露出している。この地下氷は上面が地下1m の所にあり，写真では数m の厚さで露出して見えるが，更に下方に20m も続いている。この地下氷は夏の間に融解して1m 程後退する。そのため地上の樹木が倒れ落ちる。地表から地下氷の上面までの1m が活動層という夏に融け冬に凍る層で，その下は永久凍土層である。その厚さは200m もある。活動層内の水分が木の栄養源になり，根はこの1m という薄い層の中に拡がる。木の高さは10～15m，太さは10～15cm，立木密度は1 m^2 当り1本である。これがタイガという大樹海を形成する。カラマツを主体とするものであるが，このような大樹海の地下に巨大な氷塊が埋没されているわけである。

スイルダッハ湖はアラスの一つで，この露出地下氷の夏の間の融け水が水源となつているだけで，流入する川も流出する川もない。 （木下誠一）



海蝕をうけたピンゴ（カナダ北極海岸，昭和49年7月10日撮影）

ピンゴは平らな永久凍土帯の中にポツンと盛り上る小さな円錐形の丘である。この丘の内部には氷の塊がある。この氷は，丘の周囲の水分が丘の底部へ移動して析出したものと云われる。氷の塊が大きくなるにつれ，丘が盛り上つて行くわけである。写真のピンゴは，カナダ・マッケンジーデルタ（北極海岸クグマリット湾）のタクトヤクターク（Tuktoyaktuk）部落から南西約5.5km にある。大小二つ並んでいるが，両方とも海蝕で半分欠けた状態になつている。奥の方の高いピンゴの高さが約20m である。この付近には，約1500ケのピンゴがあり，ピンゴ公園と呼ばれるほどである。大きいので高さ60m である。

これらのピンゴの殆どが，約1万年前に浅い湖沼の凍結をきつかけとして隆起が始まつたと考えられている。しかし最近，数年前に誕生して毎年50cm ほど上昇を続けている，いわばピンゴの赤ん坊が発見された。又北極海の海底にもピンゴのあることが報ぜられている。（木下誠一）

地学雑誌 85, 1 (1976)

経済水域と地理学上の問題点

川 上 健 三*

Economic Zone and its Geographically Controversial Points

Kenzo KAWAKAMI

Abstract

With the convening of the Third United Nations Conference on the Law of the Sea, it appears that the concept on an economic zone extending up to 200 nautical miles out to sea is receiving wide support. In this essay a general observation will be made in the first place as to the arguments advanced so far in respect to the question of economic zone and it is then intended to make clear the geographically controversial points that are involved in the question of establishing such an economic zone.

I. 経済水域の沿革

1972年1月にナイジェリアの首都ラゴスで開かれたアジア・アフリカ法律諮問委員会で，ケニアは，「排他的経済水域」(Exclusive Economic Zone)というあたらしい概念を提唱した。これは，沿岸国がその経済的利益を保護するため，領海外の距岸200カイリの水域に対して，排他的権利を行使することを主張したものである。このケニアの主張に対して，発展途上国，特にアフリカ諸国の理解と支持が高まつたことにかんがみ，ケニアは，同年7月，ジュネーヴで開かれた同委員会海洋法分科会にこの考え方を条文の形として提案，さらに，同年8月，ジュネーヴで開かれた海洋法会議の準備会議としての国連海底平和利用委員会夏会期に，これとほぼ同文の条文案を提出した[注1]。その要旨は，次のとおりである。

(1) 沿岸国は，12カイリ領海の外側に距岸200カイリまでの範囲で，第1義的に自国民の福祉と経済のための経済水域を設定する権利がある。

(2) その水域では，沿岸国は，天然資源開発のための主権を行使し，その資源の規制・開発・留保のため，ならびに汚染防止とその規制のための排他的管轄権を有する。

(3) 但し，その水域における航空機，船舶の自由航行，海底ケーブルやパイプ・ライン敷設の自由は害されない。

(4) この沿岸国の管轄権は，水面・水中・海底・地下の生物，非生物の経済的資源のすべてに及ぶ。

このケニアによつて代表されるアフリカ諸国の経済水域の主張に対して，ラテン・アメリカのカリブ海諸国は，1972年6月にドミニカの首都サント・ドミンゴに会合し，サント・ドミンゴ宣言を採択したが[注2]，その宣言で「世襲（または固有）水域」(Patrimonial Sea) の設置を提唱した。この水域とアフリカ諸国のとなえる経済水域との差は，実際的効果においてはあまり大きなものではなかつた。ただその発想が，経済水域の場合は，資源に着目してその配分を確保するという見地からのものであつたのに対し，世襲水域の場合は，その水域は沿岸国が父祖伝来の遺産として承け続いできた沿岸国に固有な水域であるというところから出発していた。また，経済水域では沿岸国の権限行使を200カイリに限定しているが，世襲水域ではその水域外にまで延びる大陸棚の天然資源に対しても沿岸国の権限が及ぶとしているところ

---

* 外務省参与

も両者の相違している点であつた。

この世襲水域については，1973年の海底平和利用委員会春会期に，メキシコ・コロンビア・ヴェネズエラ３国の共同提案として，これを条文化したものが提出された注3)。

かくてこの経済水域と世襲水域に関する提案は，その後の海洋法に関する討議の中心的な議題となり，200カイリの管轄水域の設定は，1973年12月以降３回に亘つて開かれた第３次海洋法会議の大勢を占めるに至つたが，この場合この水域に対してはもつぱら経済水域という呼称が用いられ，本年３月から５月までジュネーヴで開かれた同会議第３会期の最終日に配布された海洋法非公式単一交渉草案でも「排他的経済水域」ということになつている。

このようなところから，経済水域の概念はあたかもケニアによつて代表されるアフリカ諸国の発想であるかのようにも思われるが，そもそも200カイリ水域についての考え方は，ラテン・アメリカにその端を発している。すなわち，終戦直後の1945年９月28日，トルーマン米大統領は大陸棚と漁業保存水域に関する２つの宣言を発した。大陸棚宣言は，公海であつても，米国の沿岸に接続する大陸棚の天然資源に対して米国が管轄権を行使するという趣旨のものであり，保存水域宣言は，米国沿岸に接続する公海で米国民のみが操業する水域では，米国政府の規制と管理に服する保存水域を設定し，米国民と他の国民とが操業する水域では，合意に基づく保存水域を設定するという趣旨のものであつた。

しかるに，この２つの宣言を自己に都合よく解釈したラテン・アメリカ諸国のうちには，これを契機に管轄水域を一方的に拡張しようとする動きが相次いだ。その主張のうちには，大陸棚とその上部水域とに対して管轄権を行使しようとするものもあつたが，大陸棚の狭小な太平洋岸のペルー，チリ，エクアドルなどは，これに代るべきものとして，距岸200カイリに及ぶ管轄権を主張，それが３国共同の立場としてこれを明らかにした1952年８月18日のサンチャゴ宣言となつた。

1969年の第24回国連総会において第３次海洋法会議の開催が問題となるや，いち早く翌1970年５月には，ペルー，チリ，エクアドルが中心となつて，200カイリ水域を支持するラテン・アメリカ９カ国を糾合して，モンテビデオ宣言を出したが，この宣言は，ケニアの経済水域の提唱に先立つこと約２年であつた。

II. 経済水域主張の背景

これまでの海洋制度に代つて，200カイリ経済水域の設定は，もはや動かし難い世界の大勢となつている。この200カイリという考え方は，戦後トルーマン宣言を契機に，チリ，ペルー，エクアドル等によつてはじめて提唱されたことは，上述のとおりである。

この場合，その範囲を200カイリとしたのは，水産資源に富むフンボルト海流が，ほぼ200カイリの幅をもつてこれらの国々の沿岸沖合を北上しており，また，これらの国々は，太平洋に面していて200カイリの管轄水域を設けても，他国の権利と抵触しないという地理的事情に負うところが大きい。これに関し，ペルー外相は，1970年５月のリマ駐在外交団に対する海洋主権に関する講演会において，次のように述べている注4)。

「ペルーは，その沿岸に隣接する海域に対し，200カイリの管轄権を主張する十二分の理由がある。各国を距てる海があまりにも狭いため，各国の国家管轄権を制約せざるをえない諸国もあるが，ペルーの場合は，世界最大の大洋に面しており，海洋主権を200カイリまで拡張しても，他国の管轄権と抵触することはない。ペルーの地理的および海洋の特徴は特異のものであり，ペルー沿岸の寒流（フンボルト海流）がペルーの海に莫大な生物資源を提供しており，３カイリから12カイリに亘る範囲では，これらの資源を保存し，かつ，開発するに不十分である。海洋研究所の科学的調査によれば，一連の水産資源を包蔵するフンボルト海流は，200カイリの幅を有しており，このため沿岸国としてのペルーは優先権を有しているのであり，またかかる資源がわが国民の利益に反して枯渇するなどの事態を回避するた

め，海の生物資源を保存し，その利用を規制する目的から漁獲を規制する権利を有するものである。」

しかし，200カイリ水域を支持する他の国々には，必ずしもこのような地理的根拠があるわけではない。それだけに200カイリ水域を設定することになれば，いろいろと困難な問題に逢着することになろう。これについては後に検討する。

それにも拘らず，200カイリ経済水域は今や必至の形勢にある。それは，このような考え方が単にペルーやチリの特殊事情に基づく主張に便乗したということではなく，他の沿岸国，特に発展途上沿岸国としては，これを主張する背景として，次のような事情があることに注目する必要がある。

(1) 公海自由を基調とする現在の海洋秩序は，先進諸国のための法理に基づくものであり，今後は発展途上国の利益を十分考慮したあたらしい制度を確立する必要がある，というのが，新興発展途上沿岸国の一様に抱いている考えであつた。

(2) 戦後の漁業技術の目覚しい進歩と，遠洋漁業の行動範囲の飛躍的な拡大に伴い，このままの状態では，自己の漁獲能力の向上を待たずに，遠洋漁業国によつてその地先沖合の漁業資源は獲り尽されてしまうことを，発展途上沿岸国としては懸念した。

(3) 戦後の海底鉱物資源の開発技術の進歩に伴い，大陸棚資源に対する沿岸国の管轄権の主張が高まつてきたことと関連して，その上部水域の漁業資源に対してもこれを沿岸国の財産としてその管轄権下に置くべきであるとの主張へと発展した。

(4) 戦後の海上交通の激増と大型船舶，特に大型タンカーの就航によつて，沿岸沖合の海洋汚染が増大してきたことから，海洋汚染防止と経済水域の主張とが結び付いた形で主張されるようになつた。

このようにして，200カイリという範囲については，チリ，ペルー等の考え方を踏襲したとしても，海洋資源に対する管轄権の大幅な拡大ということについては，沿岸国，特に発展途上沿岸国としては，それを主張する十分な基盤があつたわけであり，従つて経済水域設定に伴う多くの困難はあるとしても，その基本的な方向は必然のものであつたことを理解すべきである。

この意味において，さきに述べた海洋法非公式単一交渉草案は，本年5月のジュネーヴ会期の最終日に議長から配布された今後の交渉のためのたたき台としての性格をもつものにすぎないが，少なくともそのうちの経済水域に関する規定は，上述のような背景のもとに，かつ，可能な限りの利害関係国を含む主要国の首席代表クラスが非公式に会合して作成したエベンセン案を大部分踏襲していることでもあり，新海洋法条約の内容のベースとなる可能性は，相当に大きいとみることができよう。

III. 経済水域と地理学上の問題点

1. 経済水域の国による格差

漁場　海洋の生物資源は，海底の鉱物資源と同様，均一には分布していない。好漁場が形成される条件は，餌料としてのプランクトンの多量に発生する水域であるが，それは，一般的にいつて，

(1) 冬期に表層水と栄養塩類に富む底層水とが逆転する高緯度水域

(2) 大陸から栄養に富んだ河川が流入する大陸棚の発達した水域

(3) 大陸から沖に向つて風が吹き，海水が沖に向うため，その隙間に底層水が流れ込み，湧昇流が発生する水域

(4) 暖流と寒流とが接合し，魚群が濃縮される水域

等の条件のいずれかまたはその複合した要因によつている。

このような条件に該当するのは，主として栄養塩類に富む，地形の複雑な北半球高緯度の水域で，それはまた大部分先進国の沖合である。すなわち，経済水域が設定されることになれば，広大な耕地を持ち，陸上資源にも恵まれている先進諸国が，世界の豊富な漁場を囲い込むことになる。これに反して，動物性蛋白の多くを魚介類に依存しているアジアやアフリカの発展途上国のうちには，人口に比して国土は狭

く，海岸線も短い上に海洋の生産力も低いところが多い。

距離　経済水域は，距岸の距離が200カイリであるが，距岸200カイリを実際に享有できる国が果してどれ程あるかについてみるに，それにはその国の前面の海の拡がりと，海岸線の一般的方向とが大きく影響する。すなわち，その国の前面に広い海洋が開け，かつ，海岸線の一般的方向が直線に近いか，または凸字形になつているところでは，200カイリの水域を享有できるが，その反対に，例えばカリブ海，地中海，バルト海のように多くの国によつて取囲まれ，かつ，その水域内に多くの島嶼が散在しているところ，あるいは，赤道付近のアフリカ西岸のように凹字形の海岸線となつているところでは，200カイリの水域を確保することはできない。これを実際についてみるに，他国の経済水域と重複することによつて，一部は若干200カイリよりは短かくなつているものを含めても，北米（米・加），大洋州（豪・ニュージーランド等6カ国）を除いては，200カイリを享有できる国は，南米62%，アフリカ45%，中米25%，アジア25%，ヨーロッパ17%程度にすぎないことが判明する。

第1表　200カイリ水域享有状況

区　　域	北　米	大洋州	南　米	アフリカ	中　米	アジア	ヨーロッパ
200カイリ享有国	2	6	8	20	3	9	5
200カイリ享有できない国	0	0	5	24	9	27	24
享有国の比率	100%	100	62	45	25	25	17

これに関連して，200カイリ水域の最初の提唱者であるペルー，チリ，エクアドルは，決して200カイリを国際的に画一なものとする意図をもつていたわけではないという点に注目する必要がある。彼等の基本的立場は，沿岸国はそれぞれの地理的，地質的，生物学的実情および社会的・経済的な沿岸国としての必要性と責任とを勘案し，合理的な判断に基いて海洋に関する主権または管轄権の範囲を決定する権利がある。このような見地から，ペルー，チリ，エクアドル3国としては，その範囲は200カイリである，というにあつた注5)。

その立場の是非はともかくとして，それがどの国も経済水域200カイリという主張に発展して行つたため，本来の趣旨ともはなれ，また実情にも則しないものとなつたわけである。

面積　次に経済水域の面積についても，国によつて広狭の差が著しい。これについては，米国地質調査所の測定した結果が，本年4月14日付の NEPTUNE 紙に掲載された。それによれば，米国が経済水域の面積としては世界最大で，地理的不利国として最も狭小なシンガポールと比べれば，実に22,400倍となつている。わが国も経済水域の面積としては，ソ連に次いで世界第7位で，国土面積の10倍以上に当たる。

これを大陸別にみると，北米では米国第1位，カナダ第5位，大洋州では豪州第2位，ニュージーランド第4位といずれも最も広い部類

第2表　主要国の国土面積と経済水域面積

国　別	国土面積	経済水域面積
	km^2	km^2
米国	9,202,580	7,621,460
豪州	7,686,880	7,008,500
インドネシア	1,490,420	5,410,140
ニュージーランド	268,680	4,834,600
カナダ	9,221,020	4,699,100
ソ連	22,403,500	4,491,600
日本	369,760	3,862,200
ブラジル	8,510,740	3,169,300
メキシコ	1,972,360	2,852,050
チリ	740,740	2,288,840
ノルウェー	324,390	2,025,400
インド	3,053,600	2,015,470
フィリピン	299,400	1,891,300
ポルトガル	90,290	1,774,700
イラク	700	438,330
ヨルダン	700	97,720
シンガポール	583	340

に属している。なお，群島国家は国土の割合に経済水域が広く，インドネシア第3位，フイリピン第12位，モーリシアス第17位，フイジー第20位，モルデイブ第23位となつている。その他の大陸について，第25位にまで入る国をみると，欧州はソ連の第6位を筆頭に6カ国，中南米はブラジルの第8位を筆頭に4カ国となつている。これに対してアジアは第7位の日本以下3カ国，アフリカは第15位のマダカスカル以下2カ国(但し群島国家は除く)という状況で，その絶対数からも，また，全体の国の数との比率からみても，アジアとアフリカは，経済水域の広さとしては，他の大陸に比して非常に不利となつている。それに上述の漁場や距離との関係も考慮すれば，経済水域の設定は，鉱物資源は別として，特にアジア，アフリカの発展途上国にとつて，必ずしも有利であるとはいえないであろう。

第3表　主要国の経済水域の面積

区　域	国　名	国数	全体との%
北　米	米国(1)，カナダ(5)	2	100
大洋州	豪州(2)，ニュージーランド(4)	2	25
群島国家	インドネシア(3)，フィリピン(13)，モーリシアス(17)，フイジー(20)，モルデイヴ(23)	5	
中南米	ブラジル(8)，メキシコ(9)，チリ(10)，エクアドル(19)	4	13
欧　州	ソ連(6)，ノルウェー(11)，ポルトガル(14)，スペイン(16)，イギリス(24)，アイスランド(25)	6	19
アジア	日本(7)，インド(12)，中国(22)	3	8
アフリカ	マダカスカル(15)，南阿(21)	2	5

(　)は順位を示す

2. 境界画定の問題

現行の領海および接続水域に関する条約の第12条には，相対するかまたは隣接している国の領海の境界，大陸棚に関する条約の第6条には，相対するかまたは隣接している国の大陸棚の境界の決定方法について，それぞれ規定している。前者では，関係国間に反対の合意のない限りは中間線による旨を規定し，後者では，まず合意で決定することとし，合意がないときは中間線によると規定している。そのいずれの場合も，別段の合意がない限りは中間線によることとしている点は共通している。

海洋法非公式単一草案は，領海については領海条約の規定を踏襲したが(第13条)，大陸棚については，境界画定は，すべての関連する事情を考慮して衡平の原則に基づいた合意により実施されることとし，その合意の一つの行き方として，適当と認められる場合には，中間線または等距離線を採用することとした(第70条)。そしてこの大陸棚の境界画定についての規定が，そのままに経済水域の境界確定の場合のやり方として踏襲された(第61条)。

大陸棚と経済水域の場合は，沿岸からの距離の短かい領海とは異なり，関係国も多く，その利害も複雑となるところから，境界画定に当たり，特に「すべての関連する事情を考慮して衡平の原則に基づいた合意」ということにしたものと思われるが，それだけに境界画定の困難さが，今から推察されるのである。

さきに，地形的には比較的単純で，関係国もそれ程多くない北海大陸棚の分割に当つてすら，国際司法裁判所による判決を必要としたが，それよりも遙かに地形も複雑で関係国も入りくんでいる東南アジアや地中海，カリブ海などにおける経済水域の設定は，まずその境界画定の問題で行きつまることも考えられる。

なお，仮に「中間線」ということに合意された場合，その中間線とは，いずれの点をとつても，それぞれの国の領海の幅を測定するための基線上の最も近い点から等しい距離にある線(第61条4)ということになり，それは理論的にはまつたく正しい。しかし，実際にそれを作図することになると技術的にいろい



第1図　カリブ海・メキシコ湾の境界線の想定図

ろの困難がある(注6)。ことにそれが数カ国と関係している場合は，問題は一層複雑になる。またそれが図上では描くことができても，その線が複雑であればある程，海上でその境界線を知ることはますますむづかしくなる。この点固定している大陸棚の開発とは異なり，経済水域の境界線については，その運営の上からも問題が多い。

3．資源の保存と有効利用

経済水域内の生物資源の保存と利用については，単一草案では次のように規定されている。

（1） 沿岸国は，経済水域の天然資源を探査し，開発し，保存し，管理するための主権的権利を行使する（第45条）。

（2） この立場から，沿岸国は，経済水域内の生物資源の許容漁獲量と自国の漁獲能力を決定する（第50条1，第51条2）。

（3） 沿岸国は，許容漁獲量のすべてを漁獲する能力がない時は，許容漁獲量の余剰分に対して他国の利用を認めるものとする（第51条2）。

（4） この場合，経済水域内で漁獲する他の国の国民は，沿岸国が定める保存措置その他の条件に従わなければならない（第51条4）。

すなわち，遠洋先進国としては，沿岸国が水域を囲い込んで，その生物資源を十分利用しないこととなるのを懸念し，資源の保存とその完全利用を義務付けることを条件に，経済水域の設定に踏切ることを考えたわけであるが，これに対し発展途上沿岸国としては，経済水域内では沿岸国で主権的権利を行使するということである以上，その資源をどのように扱うかは，沿岸国自身がきめることであるとの立場であった。

この両者の妥協として，この草案では，沿岸国の漁獲できない余剰分については他国に利用させる義務を負うこととするが，許容漁獲量や沿岸国の漁獲能力，さらには余剰分に対する他国の入漁の認め方などについては，沿岸国がこれを決定するということにしたわけである。

仮に単一草案のような線で経済水域がきまることとなる場合，沿岸から200カイリも距つた水域ともなれば，その水域内には沿岸性の魚種ばかりではなく，多数の回遊性魚種も存在することになる。このよう

な魚種は，人為的な境界には関係なく移動し，産卵し，生長するので，それぞれの特性に応じてこれを管理する必要がある。しかるに経済水域の設定は，200カイリにも亘つて各国が人為的に海を区切つてこれを別々に規制し，管理することになるので，最大限12カイリ領海の外は公海であつたのとは異なり，資源の保存と有効な利用を期待することは困難であろう。しかも発展途上国の場合は，その水域内の資源に対する知識も操業の経験も乏しい場合が多い。さらに，各水域によつて措置が相違するということになれば，操業上も非常な支障を来すことになる。

このような経済水域設定に伴う生物資源の保存・利用上の不合理性は，例えばいくつかの隣接沿岸国の間で共同の措置をとるなど，試行錯誤によつて時の経過とともにある程度は是正されることになると思われる。しかし，経済水域内の生物資源に対する沿岸国の排他的権利を前提とする限りは，経済水域内の資源の利用は，沿岸国の意図によつて左右され，なかにはいたずらに水域を囲い込んで資源の有効利用に努めないような国も出てくることが考えられるので，世界の漁獲高の飛躍的増加を期待することができないのみか，当分の間は，現在の漁獲水準を維持することすらも困難となるかもしれない。

4．その他の問題

なお，単一草案では，まぐろのような高度回遊性魚種と，さけ・ますのような遡河性魚種とは，一般の魚類とは区別して取扱つているが（第53条，第54条），まだ内容的に十分固まつていないところもある。

また，たらばがにやずわいがに，つぶ貝などの定着性魚種については，既に1958年の大陸棚条約において，これを鉱物資源と同様の取扱いとしたところに問題があつたが[注7]，単一草案でもそれを踏襲した（第56条）。

すなわち，定着性魚種については，経済水域内における生物資源の保存・利用に関する規定，従つて余剰分は他国に利用させなければならないとする規定等は，適用されず，再生産のきかない鉱物資源と同様，沿岸国の意図にその開発が左右されることになる。しかし，定着性魚種は他の一般の魚類と同様再生産が可能であり，しかも漁獲しなければ増加して行くというものでもない。自然死亡による無駄があり，これを適正に漁獲することにより最大の持続的生産を挙げることができる。これを，採ればそれだけ減少する鉱物資源と同一にみることは誤りである。

以上のほか，経済水域は領海の基線から測定されることになるが（第46条），領海の基線については，単一草案は原則的には1958年の領海条約の規定（第4条～第7条）を踏襲している。従つて領海条約の領海の基線において問題となつた点は，この草案でも依然として解決されていない。例えば，「領海の基線は，沿岸国が公認する大縮尺海図に記載されている海岸の低潮線」（第4条）ということになつているが，低潮線が海図上に記載されている5万～6万の1程度の大縮尺海図をその国の海岸について整備できるのは，ごく限られた先進国のみであり，今後これを全世界に亘つて拡充整備するには，莫大な経費と日時とを要することになろう。

また複雑な地形の海岸については，直線基線を採用できることとなつているが（第6条），その場合の基準としては，「海岸線が著しく曲折している」ということと，「海岸に沿つて至近距離に一連の島がある」ということだけで，直線基線の長さについての制限がないので，その引き方について紛争を生ずるおそれもある。

さらに，単一草案には，これまでの領海条約にはなかつた群島に関する規定がある（第117条～131条）。この規定によれば，群島国家は，その群島の最も外側の島を結んで直線基線を引き，その外側にさらに領海・経済水域を設けることになり，群島内の水域は，群島国家の主権が及ぶことになる。群島国家としては，広大な水域を自国の権力のもとにおくことができるので，いかなるものを群島国家として取扱うかは，重大な問題である。単一草案では，基線の長さをきめ，また群島により囲まれる水域と国土の全体の面積との比をきめることによつてこれを定義づけようとしているが，まだ十分に固まつていない。

IV. 経済水域と世界の水産資源

FAOの推計によれば，発展途上国の人々の60%は，栄養不良による深刻な飢えに悩まされているという。1日の蛋白質とカロリーの必要摂取量は，北米と西欧を除き，ほとんどの地域において満たされていない，北米や西欧では国民1人1日当りのカロリー摂取量は，3,000カロリー前後であるのに対し，発展途上国の場合は，1,900カロリーから2,200カロリー（わが国は2,500カロリー），また蛋白質は，前者が85グラムから93グラムであるのに対し，後者は平均59グラム（わが国は78グラム）という状態で，しかもそのうちの動物性蛋白の割合は，発展途上国の場合はきわめて低い。

一方世界の人口は，国連の推定で1973年には38.6億人であるが，年間2.1%の割合で増加しており，このままの割合で増加すると仮定すれば，21世紀はじめには70億人に達するものとみられている。しかしこの場合，先進国地域の伸び率が1.3%であるのに対し，発展途上国地域が2.5%であるので，人口の増加に伴い，両者の栄養状態の格差はますます大きくなるおそれがある。

これに対処するためには，世界の食糧生産の増加につとめる必要があるが，食糧生産に必要な土地は，農耕適地の最大限見積り約32億ヘクタールの半分以上は現在既に利用されており，残りの土地を開発するには，水その他の多くの制約要素があり，巨額の費用を要する上に，技術上の困難もある。ここにおいて増加する人口問題に対応し，かつ，先進国と途上国との間の栄養上の格差を縮少して行くためには，地球表面積の3分の2を占める海洋からの生物資源の開発と利用に俟つべきところがますます大きくなってくる。

ここで世界の総漁獲高をみるに，1973年の6,570万トンで，前年よりは20万トン増となっているが，1970年に比して430万トン，1971年に比して450万トンの減少となている。これは主として1970年，1971年に最高の漁獲高を示したペルー，チリ沖のアンチョビーが1972年以降急激に減少したことが大きく影響している。これを除けば，世界の漁獲高は年々約200万トンから300万トン程度増加して今日に至っている。

第4表　ペルー，チリのアンチョビー漁獲高を除いた世界の漁獲高

年　度	(A) 世界総漁獲高	(B) ペルー，アンチョビー漁獲高	(C) チリ，アンチョビー漁獲高	(A)−(B+C)
1968	63,900千トン	10,263千トン	1,019千トン	52,618千トン
1969	62,700	8,961	751	52,988
1970	70,000	12,277	783	56,940
1971	70,200	10,277	967	58,956
1972	65,500	4,447	368	60,685
1973	65,700	1,769	192	63,739

問題は経済水域設定に伴う影響である。わが国の場合，1973年の総漁獲高のうち，外国の距岸200カイリ内で漁獲した量は，水産庁の推定によれば456万トンで，それは全漁獲量の43%に該当する。わが国以外にもソ連をはじめ多くの遠洋漁業国が外国の200カイリ水域内で操業しているが，これを1971年について試算したところでは，世界の海面漁業の総漁獲量約6,000万トンの約27%に当る1,600万トンという結果が出た。

さきにも指摘したとおり，単一草案では許容漁獲量のうち，沿岸国が漁獲能力のない余剰分については外国漁船による入漁を認めることとなっている。従って外国の200カイリ水域内で漁獲した1,600万トンが全部漁獲できなくなるということにはならない。ことに発展途上国の場合は，入漁料さえ支払えば入漁を認める国もあろうし，また外国の資本や技術によって自国の水産業の振興を考えている国もあるので，このような国々については，遠洋漁業国としてその操業の継続にそれ程困難はないものと思われる。しか

し，ただ水域を囲い込んで自分でも利用せず，外国にも利用させない国もありうる。その上発展途上国の沖合は概して資源的にあまり恵まれておらず，また発展途上国の資源管理に問題のあることは，さきに指摘したとおりである。

資源的に豊富なのは，北半球高緯度の水域であるが，ここは先進国の沖合であり，これらの国々としては漁獲の技術も能力もあつて，他国の援助にたよる必要はない。従つてそれらの国としては，むしろ外国漁船が立入らないことが最も望ましいことになる。ただ先進沿岸国として，これまでの実績国を直ちに排除することはできないと思われるが，それにしても自国の漁業と競合するものについては，経済水域内から漸次フェイズ・アウトする方向に進む可能性はある。また自国漁船が漁獲の対象としていないものについては，その漁獲を他国に認めるとしても，対象魚種との混獲の問題があるほか，最近は海洋生態系(Marine Ecosystem)の保全・確保ということがいわれるようになり，自国で直接漁獲対象としていないものについても関心を持つようになつてきている。

いずれにせよ，経済水域の設定によつて，海洋の30%から50%という広大な水域，しかもそれは，生物資源の多い岸近い部分が沿岸国の管轄権の下に置かれることになるので，沿岸国としては，その資源の保存と有効利用のために重大な責務があるわけである。しかし，現段階においては，特に発展途上沿岸国としては，この水域における自己の権力の確保に非常な関心はあるが，資源に対する責務に関する自覚は乏しい。それに人為的に広大な水域を分割管理する不合理性も加わり，経済水域設定によつて世界の漁獲高の飛躍的増加は期待できないのみか，現在の水準を維持することも困難となるおそれのあることはさきに指摘したとおりである。時の経過とともにその不合理性も漸次是正されて行くものとは思われるが，それには相当の日時を要し，その間の世界の漁獲量をどのように維持・増大させて行くかは，経済水域設定に伴う今後の重要な課題といえよう。

(1975年10月23日受理)

注

1) A/AC. 138/SC. II/L. 10.
2) A/AC. 138/80.
3) A/AC. 138/SC. II/L. 21.
4) 川上健三 (1972)：戦後の国際漁業制度. pp. 904-907.
5) 川上健三 (1972)：戦後の国際漁業制度. pp. 917-918.
6) 川上健三 (1963)：海洋制度と地学上の問題点. 地学雑誌 Vol. 72, No. 5 (736), pp. 4-6.
7) 川上健三 (1963)：海洋制度と地学上の問題点. 地学雑誌Vol. 72, No. 5 (736), pp. 3-4.

地学雑誌 85, 1 (1976)

永久凍土調査

木下誠一*

Joint Studies on Physical and Biological Environments in the Permafrost

Seiiti KINOSHITA

Abstract

Scientific expeditions in permaforst regions were carried out (1) Yakutsk, Siberia in the middle of August, 1972 and (2) Alaska and North Canada from the middle of June to the end of July, 1974.

(1) Yakutsk, Siberia

Field observations were carried out on permafrost around Lake Surdakh, which is located 250 km northeast from Yakutsk, Siberia. Lake Surdakh is an alas, which is a depression formed by a thermokarst development in which local deep thawing has taken place in permafrost masses accompanied by the melting of ground ice. The shape of the alas is nearly round and the diameter of Lake Surdakh is about 4 km. The lake is surrounded from all sides by a larch forest. The height of the basin cliffs is about 20 m. At some places along the cliffs underground ices are exposed. The top of the ices is 1.5 m below the top of the cliffs and the ices sink into the ground in a wedge-like shape. Field observations were made as to the exposed ice, the soil around the exposed ice and the forest above the ground.

(2) Alaska and North Canada

The group was divided into three sub-groups according to their research subjects:

(i) frozen ground (ii) vegetation and (iii) soil invertebrates.

(i) *Frozen ground* Drilling programmes were carried out at the following locations by using a portable boring machine: three spots on polygons at Barrow; one in a Polygon and four at Ibyuk Pingo in Tuktoyaktuk; two at Caribou Hill near Reindeer Depot. Core samples of 4.5 cm in diameter were taken from the surface to a depth of 140 cm for analysis of their layer structures, soil colors, densities and pH's. These samples were dried in an oven, and measurements were made as to the water contents, densities and size distributions of the soil particles contained.

Ice lumps were picked up from ice layers in an ice tunnel (Fox, Fairbanks), an ice cellar (Tuktoyaktuk village), one of the ice wedges and one of the buried ice masses which were exposed along the seacoast of Kugmallit Bay 6 km from Tuktoyaktuk village to the southwest. These ice lumps and the ice cores which were taken during the drilling were sliced and observed under the polarized light for analysis of their crystal

* 北海道大学低温科学研究所 The Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

structures. It was found that the samples of ice from the above contained air bubbles and dirts, both of which were aligned in stripes, and the texture was poly-crystalline; the crystal sizes were several millimeters.

These ice samples which were melted there were brought back to Japan for measurement of the ratio of $^{18}O/^{16}O$. Also a ^{14}C analysis was done on the organic materials which were included within the core samples.

(ii) *Vegetation* Permafrost is an important ecological factor in the subarctic forests, and the knowledge of its relationship to a vegetation process is important for an understanding of forest ecology of northern regions. On the warm, well drained sites such as southern slopes and sides of rivers, white spruce trees or white spruce-paper birches grow, while on poorly drained sites including plateaus, flats and north-facing sites, stunted black spruce trees with moss layers of Sphagnum spp. are predominant. We observed that the depths of the active layer and drainage are of special importance in the vegetation and succession of trees on permafrost near Inuvik.

(iii) *Soil invertebrates* Sod samples (each $19.6\,cm^2 \times 8\,cm$) were taken from various habitats. Soil invertebrates were picked up from the samples. The total number of soil invertebrates which were picked up at Ibyuk Pingo was 1974, of which 81.6% was found in the layer of 0–2 cm in depth, 15.1% 2–5 cm and 3.3% 5–8 cm. The composition of soil fauna and their individul numbers were as follows: Collembola: 743, Nematoda: 548; Acarina: 469; Chironomidae: 22; Enchytraeidae: 11; Tardigrada: 1; Trichoptera: 1.

I. はしがき

永久凍土というのは，寒さのために凍つた土が永久に融けないでいる状態である。永久凍土は，シベリア，アラスカ，カナダ北部および中国等に広く分布する。人間活動の極めて少ない地域であるが，近年石油や天然ガス等のエネルギー資源地及びその輸送路として脚光を浴びている。その総面積は地球上の全陸地の14%にも及び，日本全土の55倍もの広さである。また，その厚さは殆ど100m 以上で，深い所では500m以上にも達する。

寒冷な永久凍土帯とはいえ，地表面は夏には融ける。この毎夏融ける地表近くの層を活動層と呼ぶ。夏の活動層には凍土の融解による水分が蓄えられ，また降水が上から浸み込む。しかし，その下の永久に凍つたままの層は，水分を透さないので，活動層内に水分が蓄積される。この水分が生物の涵養源となり，永久凍土地帯にも生物が存在する。

活動層内の水分は冬に再び地表面から凍り始める。土が凍る時には，土中水分がそのままの位置で凍るのではなく，凍結線に向つて下方の未凍土から水分の移動が起り氷の層として析出する。そのための体積増が凍上である，又いつたん凍つた後でも地表面が極寒にさらされるため，温度勾配にもとずく熱応力が生じ，各所に鉛直な割目を作る。夏には又地表から融けるが，このようにして凍結融解を何千年何万年と繰り返すうちに，特徴的な地形が出現する。ピンゴ，構造土，アラス，氷楔等がそれである。

活動層の厚さや融けている期間は，地域によつて異なる。そのため自然環境特に林相に大きな差異が生ずる，極地方では，夏の気温が低いため活動層が薄く融けている期間が短かい。地表は立木がなくツンドラである。内陸へ入るに従い，活動層が厚く融けている期間も長くなり，樹林が生育する。それに応じて寒冷地形，植生，又土壌動物も変つて来る。我々の調査では，ツンドラ帯，樹林帯及び両者の移行帯にお

ける活動層の物理化学的特性を調査するとともに，それによつて出現する寒冷地形，植生，土壌動物等との関連を解明しようとした。

昭和47年8月，木下[1,2]，酒井[3,4]，鈴木，山本[5]が文部省科学研究費補助金による海外学術調査として，シベリアのヤクーツク周辺を調査した。ヤクーツク周辺は永久凍土層の厚さが200m でカラマツを主とした針葉樹林帯（タイガ）である。極端な気温年較差（100°C にもなる）と乾燥（年間降水量僅か200mm）が特徴であるが，活動層に蓄えられる水分のため，カラマツの樹林が生育している。

又，昭和49年6月～7月，木下[6,7]，酒井[8]，鈴木，丹野[9]，堀口[10]，吉田・福田[11]は，文部省科学研究費補助金による海外学術調査として，アラスカ及びカナダ北部において永久凍土調査を行なつた。ツンドラ帯，樹林帯及び両者の移行帯の特徴的な地点を調査したのであるが，特に，樹林帯では，気温年較差数10°C，年間降水量400mm 前後で，同じ永久凍土樹林帯のヤクーツク周辺よりは条件が緩いと云える。樹種もトウヒを主としたもので，ヤクーツク周辺のカラマツとは異なる。

ここでは，一般的な永久凍土の解説も含めて，我々の2回の調査の概略を述べよう。

II. 世界の永久凍土

1. 永久凍土の定義

冬に気温が0°C 以下になると，土は地面から凍り始める。北海道の寒い所では，だいたい11月末頃に凍り始め，3月にはほぼ1m も凍る。しかし，3月になつて，気温が0°C をこえるようになると，土は地面から融け始め，6月始めまでには完全に融けてしまう。

シベリアのように冬が長く，非常に寒い所では，いつたん凍つた土が夏に地面から融けていつても，その期間が短かいため，すつかり融け切らないうちに，もう次の冬がやつて来る。そして再び地面から凍り始める。やがて，夏のうちに融けた土が再び全部凍つてしまい，下の凍土につながる。しかも，まだ冬の寒さが続くので，先に凍つていた土を越えて，更に下の方へと深く凍結が進む。融けたり凍たりするのは，ごく地表近くだけで，その下には永久に融けることのない凍土ができ，しかもその厚さを増して行く。地面近くの夏に融け冬に凍るのを繰返す土の層を活動層と呼んでいる。

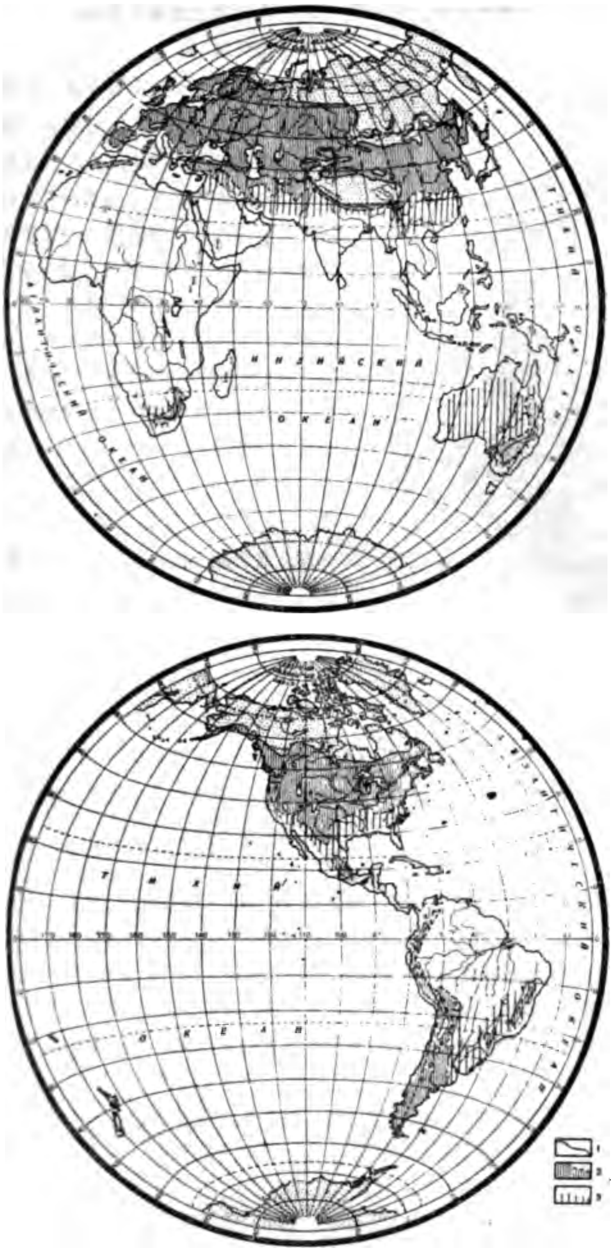
永久凍土という言葉は，日本では昭和の始め頃から使われているようであるが，だいたい現在では英語の permafrost の訳語として通じている。permafrost は，permanently frozen ground の省略語として，1945年に S. W. MULLER[12] によつて使われた。以来アメリカ，カナダにおいて通用しているが，1974年カナダの NRC で出版された用語集[13]によると，「少くとも相続く2冬とその間の1夏を含めた期間より長い間，0°C 以下の温度を保つ土又は岩における温度条件」と定義されている。従つて，permafrost の日本語訳としては，むしろ永久凍結の方がよいかも知れない。

一方，ソ連では，土の凍結の継続期間をとり出して定義している。即ち，多年凍結土，季節凍結土，短期間凍結土の三つにわけている。永久凍土はこの多年凍結土に入るのであるが，文字通り多年にわたるものを意味し，数年間たまたま続くものは，多年凍結土と季節凍結土の中間のものとしている。このような意味で，ソ連側とアメリカやカナダ側とでは，若干の違いがある。

2. 永久凍土の分布

永久凍土は，現在シベリアやアラスカ・カナダ北部などに広く分布し，その面積は 21×10^6 km^{2}にも及び，全陸地の14%を占めている。凍つているという意味では氷河も同じで，その面積は16×10^6 km^{2}であるが，氷河の上では人間生活はない。永久凍土の上では，現に人間が住み生産活動を行なつている。

ソ連の教科書[14]に地球上の凍結状況を示した図がある。それが第1図である。図の中で，点群で示された領域が永久凍土と氷河である。南極やグリーンランドは大部分が氷河で，永久凍結ということには変りないが，地面が露出している（勿論冬の間は雪に蔽われるが，夏にはその雪が融けて地面が露出する）ところを永久凍土地帯としている。その殆どが，シベリアとアラスカ・カナダ北部で，ごく一部が，北欧や



第１図　地球上の凍結状況
1—永久凍土及び氷河，2—季節凍土，3—短期間凍土，
文献 4）による．

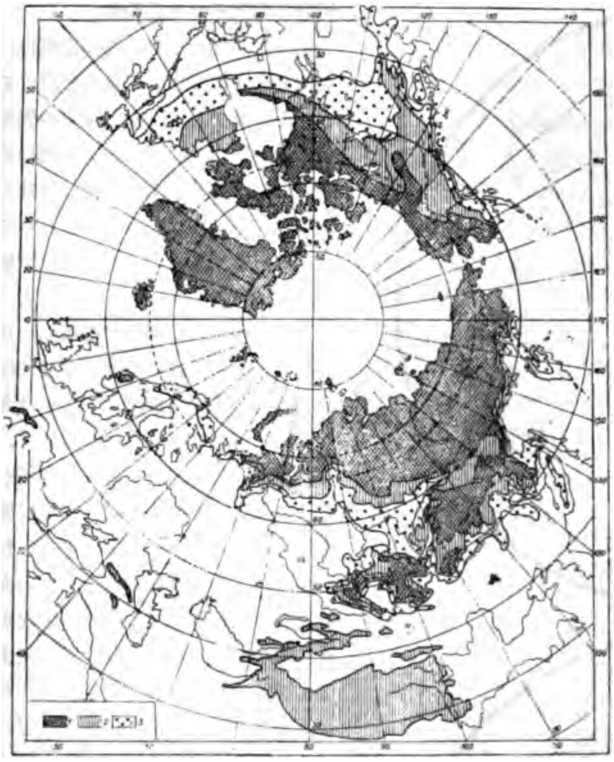
中国，モンゴールにある。

第１図の幅せまい線群の領域は，毎年必ず冬には凍り，夏には融けるという地域である。永久凍土の表層部の活動層も冬に凍り夏には融けるが，この季節凍土では，夏に全凍土が完全に融け切つてしまう。日本では，北海道や東北の一部がこの領域に入る。

第１図の幅広い線群の領域は，短期間たとえば，夜には凍るが昼には融けるという一日凍結，あるいは冬たまたま短期間凍るという地域で，この第１図には，日本にこの領域がないことになつているが，実際に関東地方においても冬に霜柱が見られるように，やはり短期間凍土といえる。第１図は，必ずしもすべてを正確に表現したものではないが，多少とも凍結に見舞われる地域というのは，実に地球上の全陸地の７割近くにも及ぶわけである。

永久凍土帯を更に分けて，連続帯，不連続帯，点在帯としている。連続帯とは，永久凍土層が水平方向にも鉛直方向にも連続している地帯で，不連続帯とは，それが不連続のところ，，点在帯とは，ポツンと孤立しているところである。凍土は，寒い空気で地面が冷やされて出来ることには違いないが，河川，湖沼，斜面の場合はその向き等の地形因子，又地下水，土質，植生等によつて凍結の進行が強く影響される。従つて，広い地域にわたつて，同じ凍結の状態が続くことは殆どない。鉛直方向に，永久凍土層がとびとびに残る場合，間にはさまれた不凍結層をタリクと呼んでいる。

第２図に北半球における永久凍土の分布状況[15]を示す。又，第１表に永久凍土の厚さの若干の実測例を示す。



第2図　北半球における永久凍土分布　1—連続帯，2—不連続帯，3—点在帯，文献15）による．

3．永久凍土地域の気候

年平均気温

第3図にアラスカ・カナダの年平均気温分布図を示す。等温線と，永久凍土の連続，不連続，点在，永久凍土なしの境界線とは必ずしもよい一致を示さない。連続帯は，アラスカ西海岸とハドソン湾岸では−5°Cよりも低い所にあるが，アラスカ・カナダの国境線に近ずくにつれ，−10°C よりも低い所になつている。又，不連続帯もアラスカの西海岸とハドソン湾岸で，−3°C よりも低く，アラスカ・カナダ国境付近では，−5°C よりも低くなつている。一方，点在帯と永久凍土なしの境界線は，カナダではほぼ−1°C 線であるが，アラスカ南部では0°C 線にそつている部分が多い。

土が凍るのには，冷たい空気が必要なのは云うまでもないが，冬には地面を雪が蔽うので，気温と地面温度とは一致しない。

積算寒度

土の凍結の進行と寒さとの関係を経験的に表現する方式として，凍結深 H cm と積算寒度 F°C・days（日平均気温の0°C 以下の分だけを積算した値）との間に，$H=C\sqrt{F}$ の関係が用いられている。この関係は積算寒度1000°C・days 位までの季節凍土地帯の除雪された地面について適用されているのであるが，永久凍土地帯においても，凍結の厚さと積算寒度とは，密接な関係があるに違いない。第1表の右欄にその土地の現在の1冬の積算寒度の値をかかげた。比較のため，季節凍土帯の北海道の例もかかげたが，永久凍土地帯がいかに寒いかが解る。

この積算寒度の値は，気温からとつたものなので，冬に地面が雪に蔽われると，直接凍結に効く値にはならない。例えば，シベリアのヤクーツクでは，冬の積算寒度5600°C・days，年平均気温−10°C であるが，地下10m の地温は−4°C で一年を通じてほぼ一定である。従つて，年平均の地面温度が−4°C といえる。土の凍結に有効なのは地面温度であることを考慮すると，有効な一年間の積算寒度は1460°C・days になる。ヤクーツクの永久凍土の厚さは200m である。大昔から同じ気候が続いたとして，200 m 凍るのに要した年数を計算すると，$H=C\sqrt{F}$ の関係から（C の値は土質，水分状況で異なるが，2.5から5の間である。ヤクーツクでは大体 C の値が4位である）17,000年ということになる。ともかく永久凍土は，何万年という程度の昔から存在していたことになる。

降水量

アラスカ・カナダ北部における年間降水量分布を第4図に示す。北極海岸のツンドラ帯では，150 mm

第1表　凍土の厚さと年平均気温.

国	地名	位置		凍土の厚さ	年平均気温	凍土分布状況	積算寒度
		N	W	m	°C		°C・days
アメリカ	Barrow	71°	157°	300−400	−12.4	連続帯	4800
	Prudoe Bay	70	148	650	≈−12	〃	
	Umiat	69	152	320	≈−10	〃	
	Kotzebue	67	163	73	≈−7	〃	
	Fairbanks	65	148	20−90	−3.4	不連続帯	2700
	Nome	65	165	37	−3.3	〃	2200
	Chitina	61	180	28	≈−2	点在帯	
カナダ	Melville Island	75	110	450	≈−18	連続帯	
	Resolute	74	95	390	−16.3	〃	6200
	Tuktoyaktuk	69	133	330	−10.7	〃	4700
	Aklavik	68	135	120	−9.2	〃	4400
	Norman Wells	66	127	45−60	−6.2	不連続帯	3900
	Dawson	64	139	60	−4.7	〃	3400
	Yellowknife	63	114	60−90	−5.5	〃	3600
	Aishinik	62	138	15−30	−4.2	〃	2800
	Uranium City	59	109	90	−4.4	点在帯	
	Churchill	58	94	30−60	−7.2	連続帯	3600
	Thompson	55	97	15	−3.9	点在帯	
			E				
ソ連	チクシ	72	128	640	−11.1*	連続帯	
	ベルホヤンスク	68	134	250	−15.2	〃	6900
	ヤクーツク	62	130	200	−10.1	〃	5600
	ボルクタ	68	64	50	−0.3*	〃	
	モスコー	56	38	1.3**	4.4	季節凍結	1000
	釧路			0.7**	5.3	〃	600
	帯広			0.9**	5.7	〃	750
	札幌			0.6**	7.6	〃	350

* 深さ 30m の地温
** 冬期間除雪したところ

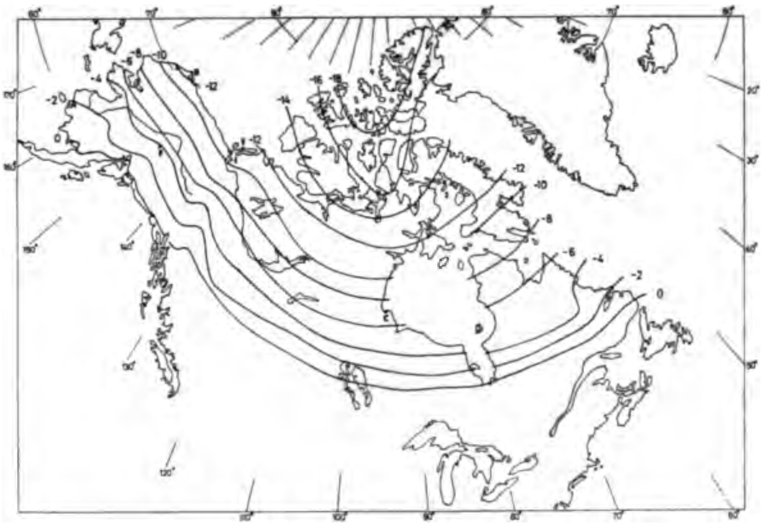
程度，内陸の樹林帯で300～400mm，更に南になつて不連続帯になると，500～600mm になり，樹林も密林になる。シベリアでは，北極海岸のツンドラ帯で同じく150mm 程度，ツンドラ・樹林の境界（ベルホヤンスク付近）でも150mm 程度，樹林帯のヤクーツク付近で200mm，不連続帯のイルクーツク付近で450mm 位で，アラスカ・カナダに比べて若干少ない。日本の多雨地帯で 3000 mm をこすことを考えると，非常に少ない降水量である。

4．永久凍土地域の特異地形

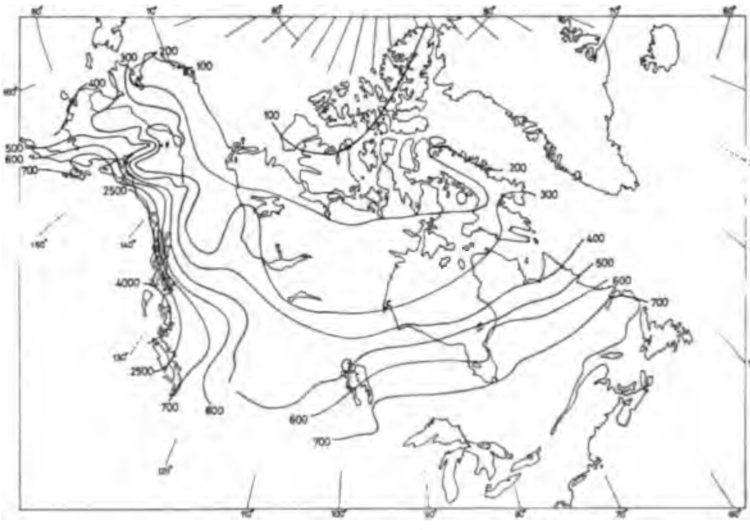
永久凍土の表層部の夏に融け冬に凍る活動層に起因して，特異ないくつかの地形が見られる。それは，ピンゴ，氷楔，構造土，アラス，集塊氷である。これらについて我々が調査した中から紹介しよう。

ピンゴ (pingo)

平らな湿地帯の中にポツンと盛り上る小丘である。丘の内部には氷がつまつている。高さは数 m から



第3図　アラスカ・カナダにおける年平均気温 1°C. B-バロー, F-フェアバンクス, T-タクトヤクターク, I-イヌビク, C-チャーチル



第4図　アラスカ・カナダにおける年間降水量 (mm). B-バロー, F-フェアバンクス, T-タクトヤクターク, I-イヌビク, C-チャーチル

60m 位である。カナダ北極海岸のマッケンジーデルタには沢山のピンゴがありピンゴ公園と呼ばれている。その一例イブークピンゴを第5図に示す。海面からの高さは48m である。ピンゴはエスキモー語で円錐形の丘という意味である。シベリアではヤクート語でブルグニャルと呼ばれる。永久凍土地帯に広く分布するものではあるが，どこにでもあるというものではない。マッケンジーデルタ，ユーコン州南部のアラスカとの国境付近，シベリアのヤクーツク周辺に特に多い。

ピンゴの成因として，土が凍るときに凍結線へ未凍土から水が吸寄せられて氷が析出する，いわゆる凍上現象が考えられている。更にその様式に開式と閉式とがある。開式というのは，ピンゴ下部へ斜面にそつて流れる地下水の流入があるとき，又閉式というのは，地下水の流入がないときである。始めに広く浅



第５図　カナダ北極海岸マッケンジーデルタのタクトヤクターク（Tuktoyaktuk）から南南西5.5kmにあるイブークピンゴ（Ibyuk pingo）

い沼があつた場合にできると考えられている。この沼の水の熱容量のため，沼の下のある深さまでは冬でも凍らないままで不凍層（タリク）を形成し，その下に永久凍土層があつたのが，あるときより寒い気候におそわれて，沼の水が凍り，沼の底にある不凍層も凍り始めた。この不凍層は，上下前後左右の四周を凍土でつつまれてしまうが，更に寒さが続くので，この未凍土部分は次第にせばまつて行く。水を含んだ土が凍るときの凍上で，氷が析出し体積増が起り，上部へ押し上げて丘が出現する。このようにして内部に氷塊をもつた丘ができるとされている。

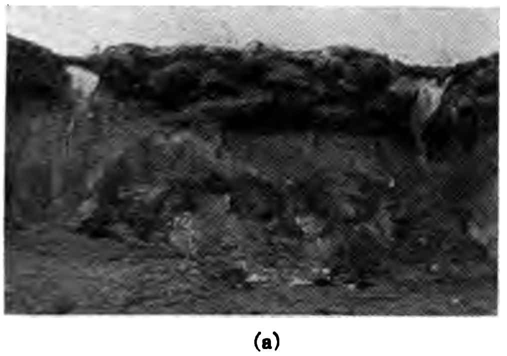
以上は，一つの考え方でこれの実証はなかなか難しいが，マツケンジーデルタには，最近数年来上昇を続けている小さなピンゴ，いわばピンゴの赤ん坊が発見され，その成長が測定されている[16]。又，第５図のイブークピンゴにおける表層土内の木片遺骸の ^{14}C 分析の結果から，１万年以前に盛り上りが始まつたと解釈されている[11,17]。これらからピンゴの成因の確証も近いことが想像される。

又北極海岸近くの海は海水の温度が－1°C で，液底には0°C よりも低い凍土が存在することが確かめられている[18]が，海底にピンゴのあることも最近見つけられた[19]。

氷楔（ice wedge）

活動層と永久凍土との境界面から下に向つて頂点を下に，地中に楔を打ちこんだ形の氷のことである。タクトヤクタークの海岸に露出する氷楔を第６図に示す。上面の幅２m 位で深さは10m 位である。シベリアでは，ベルホヤンスク近くのヤナ河の崖に，幅数 m 高さ40m 位の氷楔が数十も群をなして露出している。

この成因として次の考えがある。まず冬に活動層が凍ると，活動層内の上下の温度差にもとずく熱応力が生じ，鉛直な割れ目ができる。この割れ目の先端は下の永久凍土層の内部にまで入りこむ。夏に活動層





(a)　　(b)

第６図　（a）タクトヤクタークの南西約６km の海岸に露出する氷楔．
（b）氷楔下部から氷塊を取出している所．

が融けると，その融け水が先に永久凍土層内にできていた割れ目の中に流れこみ，周囲の寒さのために凍つてしまう。次の冬には再び活動層の同じ所に割れ目ができ，夏には又前と同じことを繰返す。長年にわたり，このことが繰返されて氷が大きくなり，楔状になつて行く。

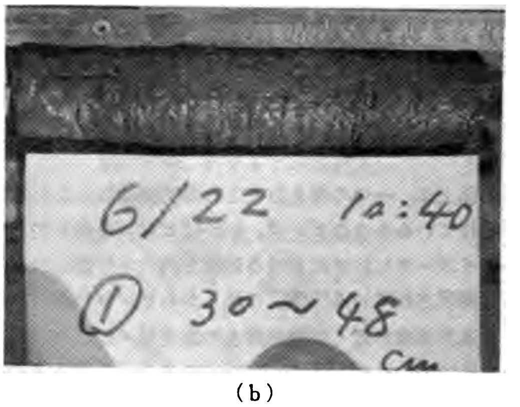
活動層に出来る割れ目については，観測の実例[20]があるが，氷楔の成長については，ソ連その他で必ずしも上記の説をとつていない。

構造土 (patterned ground)

地表面に見られる規則的を凹み模様のくりかえしで，第7図（a）にアラスカ北極海岸バローにおける円形構造土の様子を示す。一つの模様の幅は10m で，中央部の盛り上りは50cm である。構造土はツンドラ帯に広く見られるもので，その模様の形状から，円形土，網状土，多角形土，階段土，線状土の5種類に分類される[21]。



(a)



(b)

第7図　(a) バロー (Barrow) の構造土凹部におけるボーリング状況．
(b) 地下30〜48cm から採取された凍土試料．氷の薄い間層が沢山見られる．

このような地表面に出来る凹みは，さきに氷楔のときに述べた割れ目と同じものと考えられる。一つの模様の大きさを決める割れ目と隣りの割れ目との間隔 x は，活動層内の上下の温度勾配 $\frac{\partial T}{\partial z}$ と次の関係にある。$x=\tau/{}^1/_2\,\alpha G\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)$で，ここで τ, α, G はそれぞれ凍土の剪断強度，線膨張係数，剪断弾性率である。割れ目のでき方が氷楔の場合と同じとすると，構造土の凹部の下には氷楔氷があることになる。事実第7図（a）のバローの構造土凹部のボーリングから地下55cm より下に氷の層があることが解つた。一方凸部には氷の層が見られなかつた。

アラス (alas)

アラスはシベリアのヤクーツク周辺に数多く見られる地形で，樹林帯の中にポツンと開ける皿状を凹んだ所である[22]。アラスができるには，まず林がなくなつて裸地が出来ることである。第8図 (a) はアラスの始まりで，6月に木を切つて裸地にした所を3カ月後の9月に撮影したものである。今まで樹林に蔽われて，夏の間でも深さ50cm 位しか融けなかつた凍土が，地面が直接暖気にさらされたため，融解が2 m にも及んだ[1]。今まで活動層の下の永久凍土内に融けないでいた氷が融け地面は1m ほども沈下した。しかも巨大な氷楔氷がある間隔を置いて構造土模様に配置していたため，特に氷楔の融けた部分が沈下し，地面に円形土状の凹みができた。凹みの間隔はほぼ10m であつた。

さきに氷楔や構造土のできる原因は，活動層内の割れ目であることを述べたが，この初期のアラスにある円形土模様の凹みも同じ原因と考えてよい。地表を樹林が蔽つている時には，その断熱的役割のため，活動層内の温度勾配が小さく，割れ目ができる可能性はない。然るに円形土模様が潜在していたということ



(a)



(b)

第8図 アラス（シベリアのヤフーツク周辺）
（a）3カ月前に裸地になつた所で，地面が既に1m沈下し円形土が出来た．アラスの始まり(昭和42年9月5日木下撮影)．
（b）直径数百 m の皿状に凹んだアラス．牧草地である．

は，昔のはこの場所に樹林がなかつたことを意味する。ヤクーツク周辺のタイガは，カラマツが主体で大体100年から200年で生え変つている[2,3,4]。このようなタイガが，何時どうして出現したか興味深い問題である。

ヤクーツク地方の夏は短かく，9月に入ると気温は0°C 以下にさがり，再び地表から土が凍り始める。しかし，又翌夏には融解が始まり，凹みの下の氷を更に融かす。かくして一層の沈下が起る。毎年このことを繰返すうちに，沈下は大体10～20m で落着く。皿状に凹むと，皿の側端面でも融解が起り，皿の広さを側方に拡げて広くなつて行く。第8図（b）は，このようにして広さ数百 m になつたアラスで，ヤクート族が放牧地として使用している。大きいのは直径10km にも及ぶものもある。又，側端部の凍土内に巨大な埋蔵氷があり，夏の間の融解で水が溜つて湖をなしているものもある（第11図のスイルダツハ湖がその例である）。

集塊氷 (massive ice)

海岸や湖岸の崖に露出している巨大な氷塊で，通常地表面下2～5m から下へ延びて，30m 位にも及ぶ。その横の広がりは数10m から数100m にも及んでいる。一例を第9図に示す。これはタクトヤクタークの南西約6km の海岸に露出しているものである。これはたまたま海の波で侵蝕されて露出したものであるが，地中に埋れたままの巨大な氷（埋蔵集塊氷 buried massive ice）も多く発見されている。現住民のエスキモーはこれを見つけて，この中に穴を掘り，天然の冷蔵庫に使用している。



第9図 タクトヤクタークの南西約6km の海岸に露出する巨大な氷．集塊氷 (massive ice)．

集塊氷の成因について，MACKAY[23] は凍結面への移動水の氷析出によるものと考えている。氷が鉛直に並ぶ気泡の列を含むことと，結晶主軸が気泡列に垂直であることから結論している。いずれにしろ地下深く巨大な氷の塊が存在することは不思議な現象である。

5. 日本における永久凍土

第1図によると，日本には永久凍土がないことになつている。しかし，最近北海道の大雪山系[24]や富士山頂付近等[25][26]で永久凍土の現存が確かめられている。又過去の氷河期における永

久凍土の名残りと考えられる地形も見つけられている[27]。

III. 調査地域，方法，事項

1. 調査地域

シベリア（昭和47年8月）

主として調査をしたのは，第10図に示されるヤクーツク市から北東約250 km のスイルダッハ湖周辺である（N62° E 131°）。スイルダッハ湖は直径4 km ほどのほぼ円形の湖で，アラスである。湖岸は高さ20m の崖で囲まれ，所々に地下氷が露出している。その様子を第11図（a）（b）及び本誌口絵に示す。スイルダッハ湖は，アラスにできた水溜りで，その水源は湖岸の崖に露出する地下氷である。この氷が夏に融けて流入するだけで，他には流入する川も流出する川もない，湖水面からの水の蒸発と地下氷の夏期の融解による流入とがほぼつりあつて，現在では一定の湖水面位を保つている。湖の深さは6 m である。湖の底は2～5 m ほど融解した土であるが，その下は200 m もの厚い永久凍土が続く。ここは，ダフリアカラマツを主体とする針葉樹林帯で，永久凍土連続帯に入る。



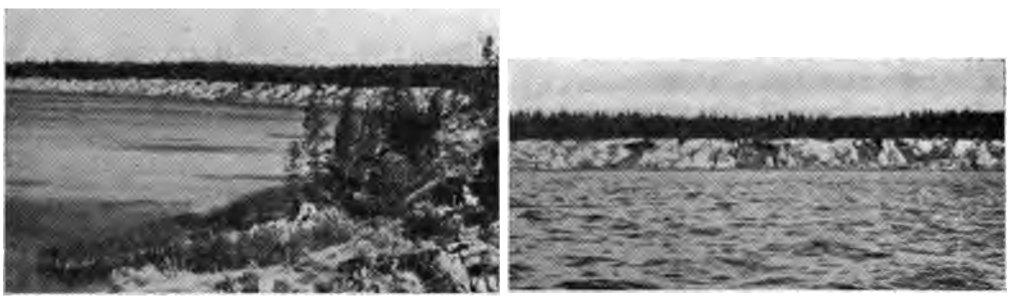
第10図　シベリアヤクーツク市の近くスイルダッハ湖の地図

アラスカ・カナダ北部（昭和49年6～7月）植生の特徴で分け，次の地点を選んだ。

ツンドラ帯

バロー（Barrow）････アラスカ北極海岸（N 71°19′ W156°31′）の構造土。

タクトヤクターク（Tuktoyaktuk）････カナダ北極海岸（N 69°26′ W 133°3′）のピンゴ，氷楔，集塊氷，構造土。



（a）　　（b）

第11図（a）スイルダッハ湖，湖岸の崖の高さ20m，その上の樹林の高さ10～15m.
（b）湖岸に地下氷が露出して融解している．

樹林帯

フェアバンクス（Fairbanks）････アラスカ内陸部（N 64°57′ W 147°36′）。特に樹林及びフェアバンクス郊外の Fox にあるトンネル内の地下氷を調査した。

イヌビク（Inuvik）････カナダ北極海岸から内陸へ100km，（N 68°22′ W133°45′）。

ツンドラ・樹林移行帯

レインデイアデポ（Reindeer Depot）････タクトヤクタークとイヌビクの間のマツケンジー河 East

Channel 沿いのカリブーヒル (Caribou Hill) に在る。(N68°40′ W134°8′)。

チャーチル (Churchill)・・・・カナダのハドソン湾岸，僅か 10km の間で移行がみられる。(N 58°46′ W 94°4′)。

2．調査方法

凍土班

表層土の試料採取を携帯用ボーリング器械又は押しこみサンプラーを用いて行なつた。採取した試料について，その層構造と土質や土色を観察した後，密度，含水比，土粒比重，粒度分布，土中水分の pH や電気伝導度を測定した。又一部日本に持ち帰り，比表面積測定や熱分析を行なつた。又，試料内に含まれている有機物について，^{14}C 分析を行ない年代決定をした。氷楔や，集塊氷のように崖に露出した氷や，地下トンネルの壁に露出した氷については，ハンマーで拳位の大きさの氷塊を削りとつた。このような氷塊や，ボーリングで得られた氷については，鉄板でこすりつけて融かす方法で薄片を作つた。この薄片を拡大接写装置で観察した。又偏光板にはさみ結晶構造も観察した。又融け水の pH や電気伝導度を測定する一方，日本に持ち帰り $^{18}O/^{16}O$ の測定を行なつた。

植生班

樹種，樹高，樹林密度を測定した。錐型年輪計で樹幹を貫く試料を採取したり，樹幹部から厚さ 3 cm ほどの円板を切り出して年輪を数え，又年輪間の間隔から成長過程を解析した。

土壌動物班

直径 5 cm のサンプラーで地面から 2 cm，2 cm から 5 cm，5 cm から 8 cm の 3 層の土試料を各調査点ごとに採取し，土壌動物を抽出した。

3．調査事項

凍土班

①永久凍土地域の特異地形であるピンゴや構造土等における表層土の物理化学的性質 ②地形観察，土試料内に含まれる有機物中の ^{14}C 分析を現地で採取した氷の融け水中の $^{18}O/^{16}O$ 分析から，寒冷地形形成についての地史考察 ③地下氷，氷楔，集塊氷の結晶構造

植生班

①永久凍土地域における森林の遷移 ②南北斜面における土壌，植生及び生長量の差 ③立地条件，特に湿地，乾燥地における植生及び生長量の差

土壌動物班

①永久凍土地域における土壌動物分類 ②土中水分状況と土壌物相 ③現地の気候と各土壌動物の耐凍性との関連

綜合

以上の調査結果から永久凍土と生物環境との関連を考察する。

シベリアのヤクーツク周辺を旅行するのには，ソ連科学アカデミーの許可を必要とする。許可をうけた人数，日数が十分でなかつたので，上記調査項目のうちの若干について調査したにとどまつた。又，アラスカ・カナダ北部の調査においても，上記調査事項を完全に網羅したわけではない。更に機会を得て調査を十分なものにしたい。ここでは，これまでの調査で得られた結果の概略を紹介する。詳しくは文献 1－11) を参照されたい。

IV．調査結果の概要

1．表層部の断面観測

シベリアのスイルダツハ湖周辺[1-4)]

（1） 湖岸に露出する地下氷の構造は，一つ一つの結晶の大きさが 1 mm 前後の多結晶体で，土粒や気

泡を含んでいるが，顕著な層構造は見られなかつた。

（2） 地下氷の周りの土はシルト質で，現場密度1.44～1.61 g cm³，含水比18～20%，土粒比重2.36～2.49であつた。土粒分，水分，空気分の体積割合は，それぞれ50～57%，21～27%，20～30%で，かなり隙間の多い土質である。

（3） 8月中旬における融解層の厚さは，密林（1 ha 当り15,000本位）内で80～100cm，粗林（1 ha 当り5,000本位）で150cm，裸地で200cm であつた。

アラスカ・カナダ北部

（1） バローの構造土（第7図）の凹部では，地表がスゲで，凍結線は地下7 cm であつた。地下10cm位までは根とシルト質土とがまじり合つて，含水比は37%であつた。その下はシルト質土で含水比が20～30%であつた。43～48cm に71%，50～55cm に598%という大きな含水比のものがあり，（第7図（b）に採取された凍土試料の一部を示す。薄い氷の間層を沢山含んでいる。）その下は氷になつていた。氷の現われる55cm の線が融解層の最深値といえる。構造土凸部は，地表が地衣で凍結線は地下8 cm であつた。地下10cm 位まで根とシルト質土とがまじり合つていて，その下にシルト質土が続くが，30 cm から下になると，有機分のピートがまじつていた。大きさ3 mm ほどの砂利を含む層もあつた。凸部の地表部は凹部よりも50cm 高い。従つて，凹部で氷が見つけられた層の55cm は，凸部では地下 105cm のレベルになる。しかし，氷は見つからなかつた。

タクトヤクタークのイブークピンゴ（第5図）の山頂は，地表が風化した薄片状の赤い岩のかけらのようなものからなり，含水比も10%程度と小さく，さらさらの感じであつた。地下5 cm から63cm まで，岩石の風化殻が主で，48cm 以下にシルト質土も少しまじつていた。有機分を含まず，含水比は30～70%であつた。63cm から下に氷が見られた。1 mm 程度の砂利を含む多結晶氷であつた。凍結線は22cm であつた。イブークピンゴにおける断面観測結果を第12図に示す。

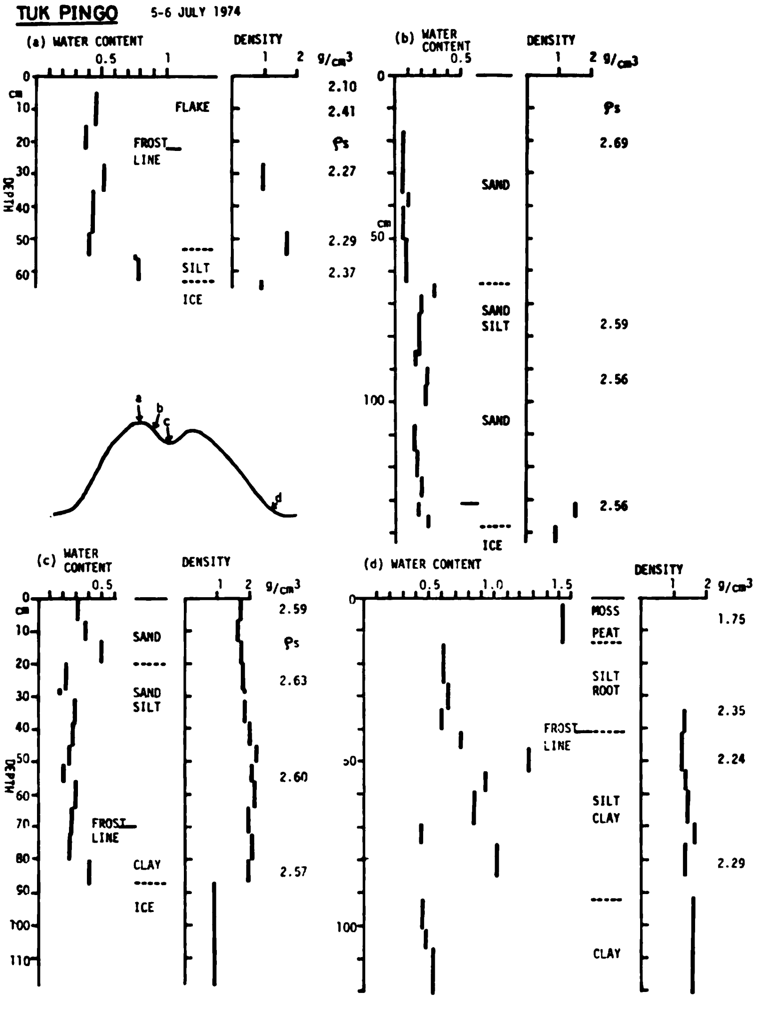
山頂より少し下のクレーター内で，地表に植生がなく砂地が露出している所では，138cm まで殆どが砂地で，89cm から下に所々にシルト質土がまじつていた。含水比は小さく，上部で10%以下，下部で10～29%であつた。138cm から下は氷であつた。凍結線は131cm で，山頂よりも深い。これは山頂が風にさらされるのと，放射冷却が強いこと，又土の含水比が大きいことによるのであろう。

クレーター内には小さな灌木群（高さ数十cm）があるが，その合間の砂地では，地下 20 cm までが砂で，その下は次第に粒子が細かくなり，シルト質土から粘土質土にまでなつた。含水比は 20～30%であつた。87cm から下に氷が得られた。第13図に111～118cm で得られた氷の試料を示す。砂層を含んでいるのが見られる。凍結線は70cm で，同じく山頂よりは深かつた。

山麓の地表が苔の所では，地下40cm 位までが，根まじりのシルト質土で含水比は 60%前後であつた。凍結線は41cm で，クレーター内よりは浅かつた。土の含水比が大きいためであろう。40 cm 以下はピートまじりのシルト質土で，70cm 位から粘土質が現われた。ピートまじりのため含水比が大きく100%をこえる層もあつた。121cm まで試料採取を行なつたが，ここからは氷が得られなかつた。

タクトヤククーク周辺には構造土がたくさん見られるが，部落から東南1 km の地点で，幅 11m，凸部と凹部との高さの差1 m のものについて，その凸部でボーリングを行なつた。その結果を第14図に示す。地表は小さな灌木（高さ数 cm）と地衣で蔽われていた。地下30cm 位まではシルト質土に根がまじつたものであつた。凍結線は15cm と非常に浅かつた。30cm から下は異臭を伴なう未分解のピートで，含水比は100%以上で，900%にも達するものがあつた。地下100cm の温度は－7°C であつた。バローの構造土凸部と同じく103cm 掘つても氷は見られなかつた。又，凹部には水がたまり，構造土の縁にそつて高さ数10cm の灌木があつた。

（2） ボーリングで得られた氷や，氷楔氷，集塊氷，トンネル内の埋蔵氷から採取した氷について，薄片を作り，結晶構造を観察した。数 cm 程度の大きさの単結晶もあつたが，殆どがひとつひとつの結晶の



第12図　タクトヤクタークのイブークピンゴにおける断面観測結果.

大きさが1～5 mm の多結晶氷で，気泡や砂粒を列状に含んでいた。

（3） 融解層の厚さは，地表の植生及び土の含水比に大きく影響される。矮小な植生が地表に密集しているときには，融解層は高々10cm であつた。植生が疎なときには 40cm にも達した。又植生のないときには，砂地で22～131cm（土の含水比の大きいほど薄い），岩地で495cm であつた。樹林内でも地表面の植生の疎密の度合で65cm から40cm まで変つた。以上は，我々の観測期間（6月下旬ー7月下旬）内のデータであるから，夏の終り8月下旬までには，融解は更に進行することであろう。

2．地形の発達と第四紀地史について[11]

ピンゴ及びツンドラ構造土について，その地形発達史を考察し，過去の気候変動を推論した。

バローにおける構造土形成期

バローの氷楔とツンドラ構造土は，比高10～15m をもつ海成面上によく発達している。この海成面は，約3万年前のウイスコンシン氷期中に生じた海進時（Woronzofian）の堆積面である。構成層（バロー層）

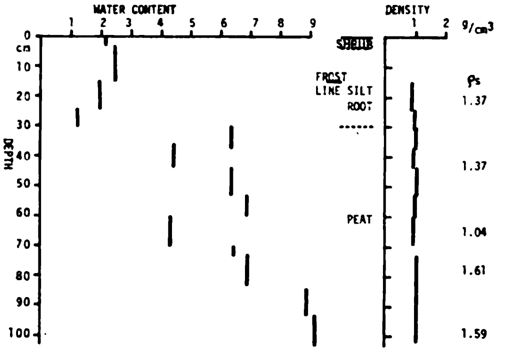


第13図　イブークピンゴの頂上クレーター内（第12図のC点）の地下 111—118 cm から取出された氷の試料，砂層を含む．

はシルトと砂の混入層で，海退過程で陸化するにつれて氷楔が形成されたと思われる。表層部に薄い風成層があることから，陸化後暫くは海浜砂に蔽われていて（砂層は保水性が乏しいので）氷楔は形成されなかつたと思われる。その後，10～20m 間隔で氷楔が形成された結果，地表面に構造土が出現した。構造土の形成年代を，表層土試料内の有機物の ^{14}C 分析から推定したところ，3,700±105 B.P. 年（Gak－5434）であつた。氷楔の先端の伸長速度が1～2 mm/year であることから，バローの海成面上の氷楔と構造土は，約1万年前には既に形成過程にあり，約3千年前にはほぼ現在の状態にあつたと考えられる。

タクトヤクタークにおけるピンゴと永楔の形成期

イブークピンゴで表層土の層位学的調査を行なつた結果，このピンゴは12,000年前に氷河がデルタ地域から後退した後に形成されたことが解つた。ピンゴの表層を構成するシルト層は，アウトウオッシュの堆積物であつた。この時期には，デルタの中央部に氷河の末端があつて，タクトヤクタークでは氷河から離れてアウトウオッシュが堆積していた。その後小規模な海進とそれに遅れて生じた陸地の相対隆起があつて，湖沼の形成，次に湖水排出による再凍結が生じピンゴが形成された。一方，陸化した地表面では，氷楔の形成とツンドラ構造土の形成が継続して行なわれた。海蝕崖の露頭で，氷楔と構造土の断面を観察したところ，構造土の一辺の長さは 20m で，氷楔の下端までの長さは6mに達していた。氷楔の周りの地層はピンゴの場合と同じ氷河のアウトウオッシュに由来する泥流状堆積物である。このなかから採取した木片を ^{14}C 分析したところ，9,980±140 B.P. 年（Gak—5433）が得られた。従つて，この氷楔と構造土は1万年前以降に形成されたものと考えれる。形成に必要な気候条件は，シベリアでの事例と比較して，年平均気温－8～－10°C の寒冷な環境であることが推察された。このような結果は，北海道各地で存在が報告されている化石構造土の形成について重要な示唆を与えるものである。



第14図　タクトヤクタークの構造上凸部における断面観測結果．

3．表層土の化学的性質特に酸性度について[10]

永久凍土地域の土の酸性度については，その土の構成物質の立場から，次の2つの考え方がある。まず構成物質の一つである岩石の風化生成物（ケイ酸塩鉱物）については，鉱物粒子表面のアルカリやアルカリ土類イオンなどの置換塩基の流失が少ない（年間降水量が少ない上，下層への土中水の浸透がないことから）。そのため土はアルカリ性を示す。このことは，鉱物の物理的作用による崩壊の方が土中水の化学的

作用（加水分解）によりも大きいことを意味する。シベリアのヤクーツク周辺のカラマツ林の土の酸性度を測定したところ，pH が8.9という強いアルカリ性土があった[3]。

一方，土のもう一つの構成要素である有機物に関しては次の考えがある。寒冷であることと，降水量が少ないにも拘らず，排水が悪いため低地には多量の水分が含まれることのため，土は嫌気的になる。従つて生物遺体を分解する土壌微生物が非常に少なく，有機物の分解再結合が不完全で，土中の無機成分の影響をかくしてしまうほどの多量の腐植が作られる。この場合には，腐植の中に含まれているカルボキシル基やフェノール性水酸基などを有する有機物により，土は一般に酸性を示す。

以上のことから，永久凍土地域の土の酸性度は，有機物の含有量によつて酸性からアルカリ性までの広い範囲にわたつて変ることが予想される。従つて，土の酸性度を問題にする場合には，土中に含まれている有機物の量を調べる必要がある。そのため，pH の測定に並行して示差熱分析と熱天秤分析も行なつた。

ピンゴ山頂のクレーター部の土は，一般に含水比が小さく融解層も厚い。ここでは土は全層にわたつてアルカリ性を示した。主として無機物質からなる土であることが確かめられた。有機分のピートを含む構造土の土については，酸性を示した。タクトヤクタークの構造土凸部の地下15cm では，含水比600%で，有機物を74%含み，pH は3.5であつた。一方，バローの構造土では，有機分が少なく，pH は5～6であつた。

4. 永久凍土と森林の共存関係

中緯度地方なら砂漠になるほどの少ない降水量であるにかかわらず，これが活動層内に蓄積されるため，森林が生育する。アラスカ・カナダ北部では，トウヒを主体としアメリカカラマツと落葉広葉樹をまじえる。このような常緑針葉樹を主体とする森林は，ソ連では西シベリアにみられるだけで，東シベリアでは落葉針葉樹のダフリアカラマツが極相林である。そして常緑針葉樹は川沿いの湿つた所にしか見られない。

アラスカ内陸部では，いつたん永久凍土が形成されると，排水が悪くなつて水苔が生育する。その下に未分解のピートが堆積し，その結果，熱は地中に伝わりにくくなり，木の生育期間中の6～7月に，土はたかだか5～10cm しか融けない。従つて大部分の根はピート層や地面近くに位置する。又，そこの地温も5～0°C である。こうした立地条件では Black spruce が極相林になる。このように永久凍土があると，排水不良をもたらし，White spruce から Black spruce・水苔植生へと移行する。

イヌビクは連続的な永久凍土地域であるが，南斜面や丘の上や川岸では White spruce を主体とする林が多い。ここは活動層が厚く排水性がよいからである。又，Black spruce の湿地林でも山火事で地表面が裸地になると，活動層が深くなり，White spruce が生育できるようになる。このような永久凍土と森林植生との間には密接な相互関係がある。

ヤクーツクのダフリアカラマツ林内でも，イヌビクの南斜面や川沿いの White spruce の林内でも，根がもつとも多く分布する地下10cm の部位の生育期の地温はほぼ5°C であつた。いずれも樹高は10～15m にすぎないが，これは支柱根が地中深く入れないためである。

5. 土壌動物[1]

植物の存在が活動層における種々の土壌動物の生育を可能にする。永久凍土地域は一般に高緯度のため太陽からの輻射は少なく，従つて植物による一次生産量は少ないが，寒冷過湿の土壌条件の下では微生物による分解量が一次生産量を下まわり，土壌有機物の蓄積が起る。特に北極海岸のツンドラ帯では，年間降水量が僅か100mm 前後ではあるが，寒冷と少ない輻射量のため，蒸発が殆どなく，地表のごく薄い層が水を多く含んで，夏の間は常にじめじめとしている。ツンドラ帯では微生物による植物の分解を高めるのに役立つ大形節足動物やミミズが生存していない事実も土壌有機物の蓄積を促進する。

緯度が高くなるにつれ生物の種の多様性が減少するという事が，種々の動植物群で明らかにされている。土壌動物も同様に高緯度地域では種々多様性は少ない。活動層内での短かい生育期間や冬の低温等の

きびしい自然条件に耐えて世代を続けられるものだけが生存している。

地表面から2cm までの間に殆どの土壌動物が含まれていた（80～90%）。バローの構造土では，1 cm^2 当り34個採取され，そのうちトビムシ類が44%，線虫類が31%，ダニ類が19%，椀脚類が2%，ヒメミミズ類が2%，双翅類が1.5%，クマムシ類が0.3%であつた。又イブークピンゴのクレーター部分では，1 cm^2 当り91.5個採取され，そのうちトビムシ類が41%，線虫類が31%，ダニ類が26%，双翅類が1.2%，貧毛類が0.6%であつた。

文部省科学研究費補助金によるシベリア及びアラスカ・カナダ北部における永久凍土調査の実施にあたつては，現地の人々に大変お世話になつた。それは，ヤクーツクの凍土研究所，アラスカ大学，タクトヤクタークの PCSP 基地，イヌビク研究所及びカナダ NRC の方々で，ここに厚く感謝の意を表する次第である。

文　献

1) 木下誠一・鈴木義男（1973）：シベリアヤクーツクの永久凍土調査．低温科学，物理篇，**31**，pp. 271-277.
2) 木下誠一・酒井　昭（1974）：永久凍土地帯の森林の生態的特性．日本生態学会誌，**24**，pp. 116-122.
3) 酒井　昭（1973）：ヤクーツク地方の森林の生態的特性．低温科学，生物篇，**31**，pp. 49-66.
4) 酒井　昭（1973）：極寒に生きる森を求めて．科学朝日，**3**，pp. 131-134.
5) 山本　敏（1973）：シベリア開発．講談社現代新書，pp. 206.
6) 木下誠一（1975）：永久凍土圏学術調査の綜説．アラスカ・カナダ北部の永久凍土における寒冷地形及び生物環境の総合調査．昭和49年6～7月，pp. 1-32.
7) 木下誠一・鈴木義男・堀口　薫・福田正己（1975）：永久凍土表層部の断面観測．アラスカ・カナダ北部の永久凍土における寒冷地形及び生物環境の総合調査．昭和49年6～7月，pp. 33-61.
8) 酒井　昭・吉田静夫（1975）：永久凍土地帯における森林植生の生態的特徴．アラスカ・カナダ北部の永久凍土における寒冷地形及び生物環境の総合調査．昭和49年6～7月，pp. 95-126.
9) 丹野皓三（1975）：永久凍土と土壌動物．アラスカ・カナダ北部の永久凍土における寒冷地形及び生物環境の総合調査．昭和49年6～7月．pp. 127-143.
10) 堀口　薫（1975）：永久凍土表層土の化学的性質特に酸性度について．アラスカ・カナダ北部の永久凍土における寒冷地形及び生物環境の総合調査．昭和49年6～7月．pp. 85-94.
11) 福田正己（1975）：永久凍土地域の地形発達と第四紀地史．アラスカ・カナダ北部の永久凍土における寒冷地形及び生物環境の総合調査．昭和49年6～7月，pp. 62-84.
12) Muller, S. W. (1945) : Permafrost of permanently frozen ground and related engineering problems. *US Geol. Surv. Spec. Rept.*, Strategic Eng. Study No. 62, 2 nd, 231 pp.
13) Brown, R. J. E. and Kupsch, W. O. (1974) : Permafrost terminology. *Technical Memorandum No.* 111, National Research Council of Canada, NRCC, 19274, 62 pp.
14) Достовалов, Б. Н. u Кудрявцев, В. А. (1967) : Общее Мерзлотоведение. Издатеьслтво Московского Yниверситета. 403 pp.
15) Мельников, П. И. и Толстихин, Н. И. (1974) : Общее Мерзлотоведение. Издательство "Hayka" Сибирское Отделение Новосибирск. 290 pp.
16) Mackay, J. R. (1973) : The growth of pingos, Western Arctic Coast, Canada. *Canadian Journal Earth Sciences*, **10**, pp. 979-1004.
17) Müller, F. (1962) : Analysis of some stratigraphic observations and radiocarbon dates from two pingos in the Mackenzie Delta Area, N.W.T. Arctic, **15**, pp. 279-288.
18) Mackay, J. R. (1972) : Offshore permafrost and ground ice, Southern Beaufort Sea, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **9**, pp. 1550-1561.
19) Shearer, J. M., MacNab, R. F., Pelletier, B. R. and Smith, T. B. (1971) : Submarine pingos in the Beaufort Sea. *Science*, **174**, pp. 816-818.
20) Mackay, J. R. (1974) : Ice-wedge cracks, Gary Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **11**, pp. 1366-1383.

21) WASHBURN, A. L. (1956) : Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bull. Geological Soc. Amer.*, **67**, pp. 823-865.
22) 木下誠一 (1968) : 永久凍土のアラスとピンゴ. 自然, **3**, pp. 54-57.
23) MACKAY, J. R. (1973) : Problems in the origin of massive icy beds, Western Arctic, Canada. Proc. Second Internat. Conf. on Permafrost, North American Contribution, Yakutsk, U.S.S.R., pp. 223-228.
24) 福田正己・木下誠一 (1974) : 大雪山の永久凍土と気候環境. 第四紀研究, **12**, pp. 192-202.
25) 藤井理行・樋口敬二 (1972) : 富士山の永久凍土. 雪氷, **34**, pp. 173-186.
26) 十勝団体研究会 (1973) : 北海道十勝三股の永久凍土層の [14]C 年代. 地球科学, Vol. 27, pp. 258-260.
27) 小疇　尚 (1974) : 凍結・融解作用がつくる微地形—日本の構造土—. 科学, **44**, pp. 708-712.

(1975年10月14日受理)

地学雑誌 85, 1 (1976)

利尻島における偏形樹の形成要因について

田　上　　善　夫*

Formation of Wind-shaped Trees in Rishirito-island, Hokkaido

Yoshio TAGAMI

Abstract

In the mountain district wind-shaped trees constitute typical climatic landscapes and they are regarded as effective indicators of the winds. But, there are some disagreements between the theories of their origin. The author attempts to clarify what agencies act on wind-shaped trees.

Some investigations are made in Rishirito-island which has an isolated mountain in the Hokkaido district and following facts are found. (A) The distribution of wind-shaped deciduous broad-leaved trees, birches and alders etc., suggests that southwesterly winds blow toward the mountain and become separate to its both sides (fig. 2). On the other hand, the distribution of wind-shaped evergreen conifers, white and silver fir, suggests that winds diverge, and also blow into the coast and blow down on the mountain-side (fig. 3). (B) On the Sea of Okhotsk temperature inversions in the lower layer often appear in Spring and Summer, and they affect the distribution of winds in Rishirito-island significantly. In the period of stable stratification (May-August), generally, southwesterly winds that blow against the mountain, diverge to its northwestern and southeastern side. And the winds stagnate in the windward, blow through the both sides, and blow gently in the leeward. While in the period of unstable stratification (October-March), gnerally, the westerly strong winds blow on anywhere but the leeward (fig. 5).

Then, examining characteristics of the distributions of winds that agree with the distributions of wind-shaped trees, the author concluds that wind-shaped trees in Rishirito-island are formed in the following way. In the case of deciduous broad-leaved trees, they are deformed by the southwesterly winds that prevail in the period of stable stratification. In the case of evergeen conifers, they are deformed by the same southwesterly winds as in the former case, and in the limited area they are deformed by the salt breezes that prevail in the period of unstable stratification. Hereafter it is essential to find out another agency that formes wind-shaped trees.

I. はじめに

気候景観の一つである偏形樹は，風を示す指標として，通常観測資料の少ない地域で，詳細な風の分布

* 東京都立大学大学院博士課程　Department of Geography, Tokyo Metropolitan University

を推定するために用いられている。特に山地においては，偏形樹は風の分布だけでなく，風に伴なう気象要素の出現状態，風に影響を受ける諸現象の原因をも明らかにする手がかりとなる。

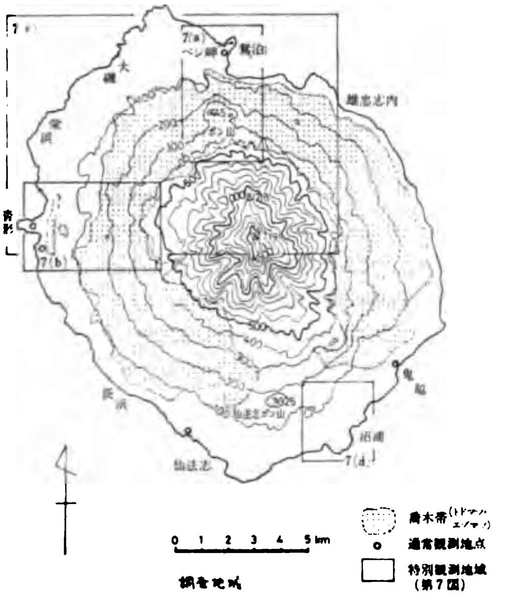
ところで，従来の諸研究には，偏形樹が示す風の出現期間，出現頻度等々に関する説明に，多くの相違点がある。偏形樹を風の指標として活用するには，さきに小川（1974）が指摘しているように，まず偏形樹の成因の検討を厳密に行なう必要がある。彼は尾瀬ケ原南稜において，86地点で風を実測し，偏形樹分布と一致する風の分布型の出現に対応する上層の傾度風向の範囲を決定し，その傾度風向の出現頻度およびそれに伴なう気象要素の特性などから，偏形樹の成因を検討した。いずれの山地においても，偏形樹分布と，多数地点で実測した風の分布とを対比することから，偏形樹の成因について，十分な分析が可能となる。もちろん，その方法をとるには，器械観測によつて，風の分布，出現機構を明らかにし得ることが前提となる。そのため，より多くの通常・特別観測資料が得られ，また地形の風に与える影響の把握が容易な山地において，より有効に偏形樹の成因の検討を為し得よう。

本論では，利尻島において偏形樹分布と実測風分布を対比し，偏形の形成要因の解明を試みる。これまでに，矢沢（1953）により伊豆大島で，YOSHIMURA (1971)，OKA（1972）により富士山で偏形樹の研究が行なわれ，山体をとりまく風の存在が明らかにされている。これらの孤立峰では，各気象条件下で風の分布は比較的単純なため，それらと偏形樹分布とは対比させ易い。利尻島はまた，海上に位置するため，上位スケールの気象状態の微妙な差異も，島の風の分布に反映され，風の分布が偏形樹分布に一致する場合を限定することが可能である。

II. 利尻島の概観と調査方法

1. 地形・植生・気候の特色

利尻島は，北海道本島北部の西方海上に位置する。島の海岸線は長さ50km 余りであるが，北西―南東方向にやや長い楕円形を呈する（第1図）。島のほぼ中央に山頂を持つ利尻山は，円錐状の成層火山である。山体は高度400 m 付近で傾斜が変換し，上部は急峻で開析が進み，谷が放射状に刻まれている。この浸食により生じた砂礫は山麓に堆積し，扇状地が発達している。特に，島の北西・南西・東部一帯は，谷の開口部から海岸付近まで，起伏の少ない緩傾斜の扇状地面が続く。しかし，北西部の海岸際，西側斜面，南部一帯の熔岩流上には，ショレンドームが露出する。また北部には，東西に細長いポン山，ペシ岬などが，南部には仙法志ポン山やオタドマリポン山（沼浦）などの小丘が点在する注1)。



第1図　調査地域

山麓では，トドマツ・エゾマツからなる喬木帯が，山体を環状にとりまいている。東部，南西部を除くと，海岸付近には，クマイザサおよびチシマザサ，オオヨモギ，オオイタドリなどからなる草原が広がる注2)。そこには，ナナカマド，ダケカンバなどが散在し，また溝状地にはドロノキなどが列状に分布し，河辺林を形成している。喬木帯は，傾斜変換線よりやや上の400―500 m 付近まで達し，そこに樹林限界線を形成する。樹林限界は，全般的にみると山体の東側でやや低く，樹高，および樹林密度は東

側で大きい傾向がある。喬木帯中には落葉広葉樹も混生している。ダケカンバ，ミヤマハンノキなどは，灌木状を呈して樹林限界上にもあらわれ，矮生化しつつ頂上付近にまで達している。偏形樹は，樹林限界付近や山麓の草原などに，広範に見出すことができる。

利尻島の気候には，シベリア気団，オホーツク海気団の影響が大きい。月平均晴天日数は，季節風の吹き出す11月から急減し，12月には最小(5.0日）となる注3)。山麓での初雪は，10月24—25日頃，終雪は4月中旬で注3)，根雪は12月上旬から4月中旬まで続く。冬季の月平均降水量は90mm 前後注3)で比較的少ない。また，オホーツク海気団の影響を受ける初夏には天気が悪く，7月には晴天日数は極小（10.3日）になる注3)。沓形における旬平均最高・最低気温を札幌のものと比較すると注4)，およそ9－3月には大差は無いが，4－8月には沓形が各々2－3°C も低く，初夏に昇温が著しく妨げられる傾向がある。樹木の開花は，バッコヤナギは4月中—下旬，スモモ，サクラ，イタヤカエデ，沢筋のミヤマハンノキは5月下旬である注5)。

2．偏形樹の調査と気象資料および特別観測について

「風による偏形樹」の認定には，落葉広葉樹の場合，梢のなびきを，常緑針葉樹の場合，樹冠の左右非対称を主たる基準とし，偏形方向は，風に影響を受けた（風上側の）方向とした。調査は，喬木の密生地，急峻な斜面を除いた地域で行なつた。草原中に散在する孤立木の場合，一般に偏形が明瞭で，かつ近隣のもの同志は偏形方向に大差が無いため，一個体の測定値でその地点の偏形方向をあらわした。一方，林縁では，偏形が顕著なものを複数本選び，それらの偏形方向の平均値をその地点の代表値とした。

現在，風の自記観測が，鴛泊（おしどまり）・沓形・仙法志で行なわれており，鬼脇でも以前の記録が保存されている注7)。山麓部の風を明らかにするために，各々の2年間の毎時の風の整理表を使用した。他の気象要素に関しては，沓形・仙法志の甲種観測所の資料を，また島内の風とより上位スケールの気象状態との関係を明らかにするために，およそ40km 北東に位置する稚内の高層気象観測資料等を使用した。また利尻山頂において，1896年8月，1899年8月の各々1カ月間，隔時の気象観測が行なわれている注8・9)。

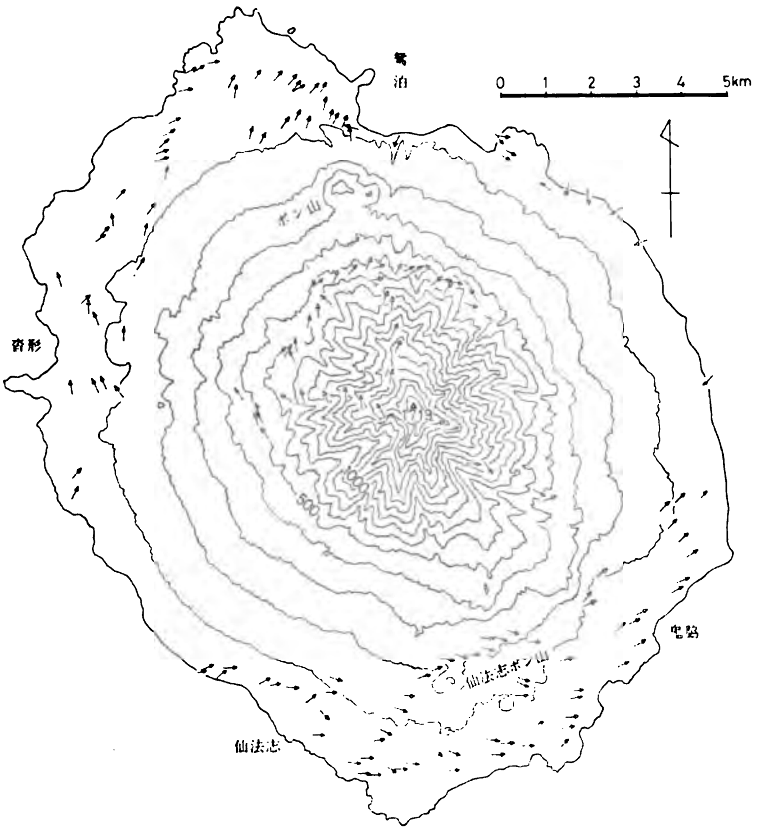
風の実測は，主として移動観測によるが，観測コース・地点を，海岸線に沿つて，また偏形の調査対象樹木に隣接して設け，ビラム式風向風速計，あるいは熱線風速計を用いて行なつた。観測値の同時性を確認するために，一部の場合を除き，1つのコースを連続して2周し，前後の風の分布の差異を，また定点および観測所の自記記録から，観測時間中の風の急変の有無を検討した。本論文中で示す風の分布図は，みな同時性を確認した場合のものである。またここでは時刻補正は行なつていない。その他，気温・湿度・積雪深についても，随時観測を行なつた。

III．偏形樹の分布

1．落葉広葉樹

調査対象樹種は，ダケカンバ(*Betula Ermani*）が最も多く，次いでミヤマハンノキ（*Alnus Maximowiczii*）が多い注10)。偏形の形態は，樹冠の上半部の枝が滑らかに風下になびくもの，梢のみが鋭く風下に曲がるもの，また樹冠の風上側には枝がまばらなもの，樹冠全体が風下側に傾くもの等々多様である。樹林限界より上の尾根上や，その風上側斜面直下では特に，灌木状のダケカンバ・ミヤマハンノキの偏形が顕著である。それらには，梢が枯死し，生長期にも局部的に着葉しないものが多数ある。ただし，枯死した梢の偏形方向は，他のものと違いがない。一般にこのような山地では，偏形の形態は，樹種や樹林密度の差などによる影響が大きい。しかし，偏形方向にはそれらによる違いが認められないため，一括して扱うことにする。

落葉広葉樹の偏形方向の分布には，全体的に明瞭な系統性がみられる（第2図）。すなわち，利尻島の中央を南西—北東方向に走る軸を中心としてみると，偏形方向の分布はその両側で対称的である。このことから，南西の風が山体にあたり，その両側面へ吹き分かれ，さらに緩やかに迂回してゆく状態が想定さ



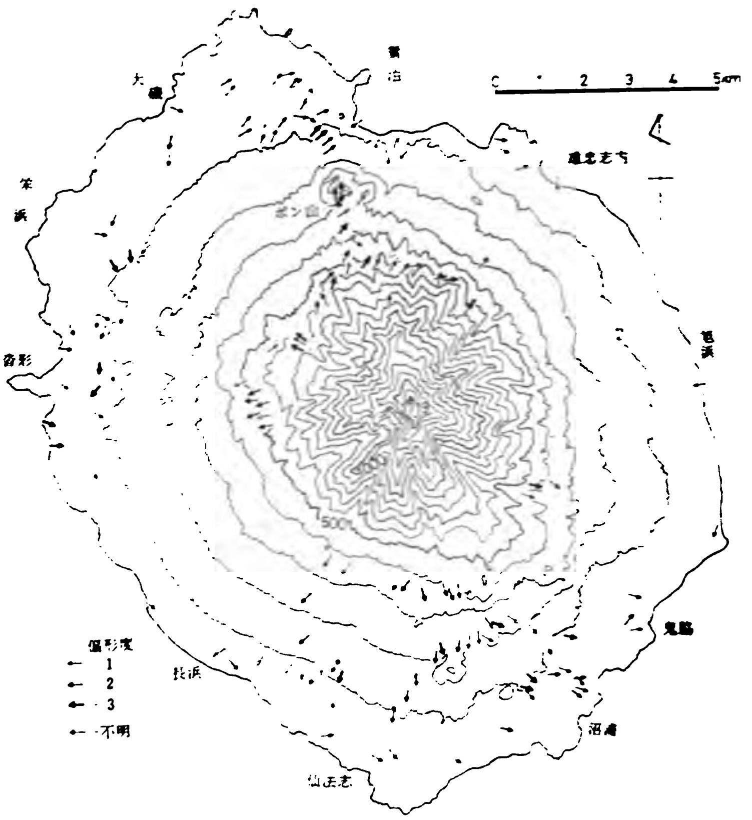
第2図　落葉広葉樹の偏形方向の分布

れる。偏形の形態は，南西風に対して風上側の地域よりも，むしろ側面にあたる地域で著しく，かつ個々の偏形方向のずれも側面で小さい。風下側の地域では，偏形は極めて不明瞭である。樹林限界より上では，調査が尾根付近に限られるが，偏形方向の分布は，山麓の場合と大体同様の傾向を示している。また，ポン山，仙法志ポン山等の周辺では，風はさらに2次的に吹き分かれているようである。

2.　常緑針葉樹

常緑針葉樹は，トドマツ（*Abies sachalinensis*），エゾマツ（*Picea jezoensis*）を調査の対象とした注11)。両種には，偏形に大きな差異は認められない。偏形の形態は，幹が垂直で風上側の枝が欠損した，いわゆる“旗型”のものが一般的であるが，それはポン山の尾根上や，南部の山腹などで特に明瞭である。旗型に類似して，幹の風上側に小枝を残すものがあり，また幹の両側面から出た枝が風下に向かつてわずかに彎曲するものも，沼浦周辺に少数みられる。海岸付近では偏形が著しいが，偏形の形態はやや異なるものもある。例えば沓形の海岸線から約100m の林縁の場合，樹冠は剪定されたように風下側が漸高し，次々と梢の風下側の大枝が立ち上がつて上に伸びている。また海岸から山腹に2km にわたつて草原が続く大磯周辺には矮樹が多く，特定方向に限らず風衝が著しい注12)。それらの場合，偏形方向は定めにくい。さらに上記の偏形形態の特徴を部分的に示すもの，また折衷型のものもあり，形態の分類は困難である。ここでは，偏形の程度について，樹冠の非対称の度合いから，1．樹冠が若干非対称，2．風上側の枝が僅少，3．風上側の枝が欠損，の3段階に分け，偏形方向とともに示した（第3図）。

常緑針葉樹の偏形方向の分布は，落葉広葉樹の場合に比較して複雑である。しかし，局地的な系統性お



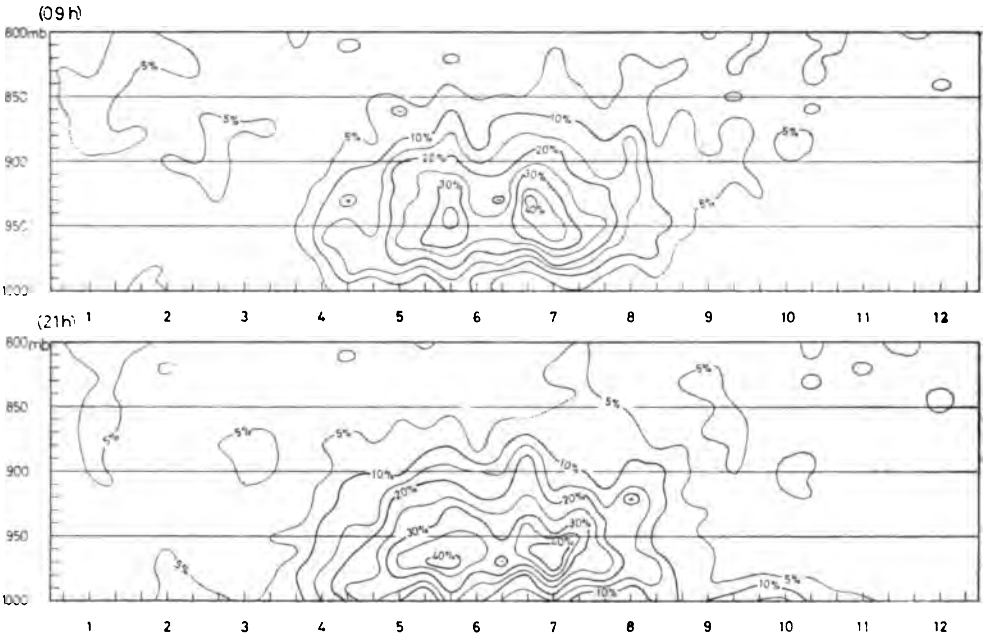
第3図　常緑針葉樹の偏形方向，偏形度の分布

よび落葉広葉樹の特徴と一致する点もみられる。まず，鴛泊から北側山腹の樹林限界線にかけては，偏形方向は大体南西である。偏形方向より推定すると，南西の風は，ポン山とその南側の本山との間の鞍部で収束し，ポン山の東西の尾根に直交するように向きを変えつつ吹き上げ，北側斜面に吹き越している。樹林限界付近では，偏形方向は谷中で谷筋に平行に，尾根上で尾根に直交するようにずれる傾向がある。また仙法志から鬼脇にかけての海岸付近では，偏形方向は海岸線の方向に沿つて西寄りのものがみられる。鬼脇より北の東部海岸付近は，雄忠志内（おおちゅうしない）まで偏形樹がほとんどない。これらの地域内の偏形方向，偏形度の分布は，落葉広葉樹の場合とよく似ている。次に，栄浜から長浜にかけての西部海岸付近では，偏形方向は北-西である。沓形の周辺では，海岸寄りで特に偏形が顕著である注13)。その偏形方向は大体西北西で海岸線と直交し，海側から山側へ向かう。このような偏形方向の分布は，沓形付近に限られる注14)。なお興味あることに，西部の樹林限界付近から，南部の山麓にかけて，偏形方向が山頂から海岸に向かう方向と一致する傾向がある。ただし，それらの偏形方向は，偏形樹の近辺の傾斜方向とは必ずしも一致するわけではなく，またこの偏形方向を示すものは，緩斜面上にもみられる。

IV．風の分布

1．上層風と地上風の関係

山地の風の分布には，下層大気の安定度が大きく影響することがある注15)。利尻島では，その気候の特色から，両者の関係に考慮を払う必要がある。



第４図　下層逆転出現頻度の年変化（稚内1965—1974）

まず，稚内における高層の気温特異点から逆転の出現傾向を求めた（第４図）。ここでは，逆転とはある特異点の気温がそのすぐ下の特異点の気温より高い場合とし，高度10mb 毎に旬別に，その出現頻度を算出した。すると，逆転の出現高度は大体850mb 以下で，21時には９時よりやや低く，また21時の場合，秋には接地逆転となることがある。これらの下層逆転の出現頻度は，９時と21時で若干異なるが，４月中旬に急増し，８月下旬に急減する。またその出現率は，900 mb の風向が東寄りのときには，その風速の大小にかかわらず，きわめて高い。この下層逆転は，根室でも頻繁に出現し，札幌・三沢・仙台など，オホーツク海に近い北日本でもみられる注16)。

高度を限らなければ，この下層逆転が 800 mb 以下に出現する頻度は，６・７月には80%に近い。その影響は，稚内の1000mb と900mb の気温差にもあらわれる。すなわち，気温差の月平均値は，逆転の出現する４－８月に小さく，特に５－７月には１°C 余りに低下する（第１表）。下層大気は，初夏には大体安定な成層にあると言える。

次に下層大気の状態と，地上風の分布との関係を，北林・下形（1973）の指摘したよどみ域と関連させて検討する。ここでは仙法志を例にとり，その風速と上層の風速（稚内900mb の風速）との比を，仙法志が一般風に対し山体の風上側にあると考えられる場合（稚内 900 mb の風向が南南西-西）について求める。すると，先述の気温差がより小さい（著しい場合には逆転する）ときほど，風速比も小さくなることがわかる（第２表）。これは実際の大気中においても，下層大気が安定な成層にあるときに，風上側によどみ域が形成されることを示すものである。一方，上層の風速は，極端に弱い（3 m/s 以下），あるいは強い（20m/s 以上）場合を除けば，風速比に影響せず，また風速比は，このように風上側になる場合には，0.5-0.6位である（第３表）。

2.　安定期と不安定期の風の分布の差異

利尻島の風の分布を，上層（稚内900mb）風を一般風として採用し，その風向別に明らかにする注17)。これには，VI．１での検討に基づいて，期間を風の分布が異なる５-８月と10-３月の２期に分け注18)，各

第1表　1000mb と 900mb の月平均気温差（稚内 1973）

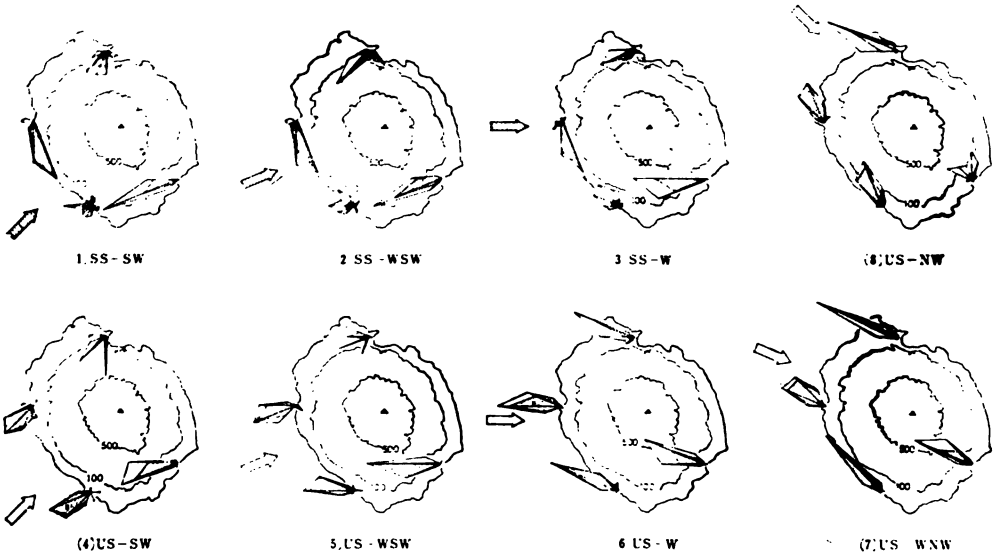
月	$\Delta\theta$(°C)
1	6.0
2	6.5
3	5.8
4	4.8
5	1.2
6	1.1
7	1.6
8	4.3
9	5.7
10	7.0
11	7.1
12	6.9

第2表　気温差と地上／上層の平均風速比（仙法志 1973）

$\Delta\theta$(°C)	風速比
−2.1	0.15
−2.0−−1.1	0.17
−1.0−−0.1	0.17
0.0− 0.9	0.17
1.0− 1.9	0.30
2.0− 2.9	0.29
3.0− 3.9	0.29
4.0− 4.9	0.51
5.0− 5.9	0.57
6.0− 6.9	0.67
7.0− 7.9	0.81
8.0−	0.87

第3表　上層風速と地上／上層の平均風速比（仙法志1973）

Wv (m/s)	風速比
− 3	1.17
4− 5	0.56
6− 7	0.55
8− 9	0.53
10− 11	0.62
12− 13	0.55
14− 15	0.59
16− 17	0.57
18− 19	0.56
20−	0.40



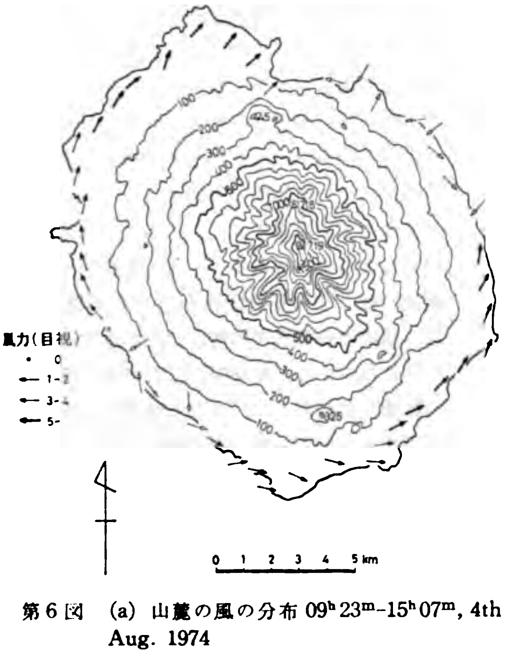
第5図　一般風向別風配図
(1)-(3)‥‥安定期 (SS) (5-8月)
(4)-(8)‥‥不安定期 (US) (10-3月)
梨子地‥‥地上風速5.0m/s 以上

々の利尻島4地点の風配図を作成した[注19)]。ここではその2期のうち前者を安定期，後者を不安定期と呼ぶことにする（第5図）。ただしこれには，上層風速が5m/s 以下の場合，および上層と地上の風に著しいシアーがあると考えられる場合，すなわち，稚内から半径100km 以内に低気圧の中心および前線がある場合を除外してある。また図示した風配図は，各期間内で一般風向の出現頻度が高い場合のものである（第4表）。

安定期には，一般風が西のときに，沓形と仙法志の最多風向は向きが正反対となる。一般風が南西の場合には，風上にあたる仙法志では風向が乱れて風速が小さいことが多い。一般に，海岸付近においても，

第４表　一般風向出現頻度（%）
（稚内 900mb 1964.4-1966.3, 1972-1974）

	安定期	不安定期		安定期	不安定期
N	1.8	5.6	S	1.9	0.9
NNE	1.1	3.8	SSW	4.0	1.3
NE	2.7	2.9	SW	9.8	5.6
ENE	3.5	2.3	WSW	9.4	7.5
E	4.5	2.7	W	9.2	15.7
ESE	2.5	1.6	WNW	3.0	13.9
SE	2.0	0.7	NW	1.3	6.8
SSE	1.1	0.5	NNW	1.5	6.5
			擾　乱	11.0	9.1
			微　風	29.7	12.5



第６図　(a) 山麓の風の分布 09^h23^m-15^h07^m, 4th Aug. 1974
Data : Wd 247°, Wv 12m/s,
$\Delta\theta$ 0.9°C (09^h 4 th)

（第 6, 7 図注）移動観測開始—終了時刻，観測年月日　Wd, Wv：稚内900mb の風向，風速　$\Delta\theta$：稚内の1000mb と 900mb の気温差（観測日時刻）

風上側にはよどみ域が形成され，風は吹き分かれて等高線に沿つて山体を迂回し，やがて風下側でわずかに収束する。沓形では地上風速が 5.0m/s 以上の比較的強風の場合に限つても吹き分かれは存続しており，安定期には海岸線に直交して吹き込む風は，ほとんど出現しないことがわかる。

不安定期には，各地点とも一般風と風向が一致する。風上側でも安定期の場合と対照的に，風が海岸線に直交して吹き込んでいる。一般に海岸付近では，山体の影響はほとんどあらわれない。しかし，一般風が北西のときの鬼脇のように，山体の風下側では，風は弱まり，また山頂を若干迂回してくるようである。

3．山麓の風の分布

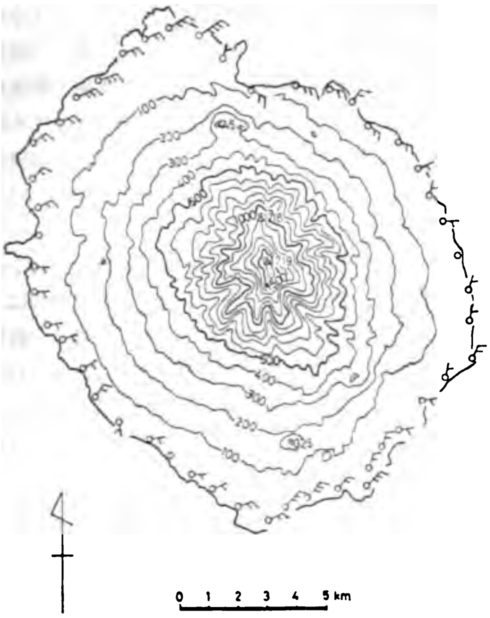
Ⅳ．２で総観的に明らかにした安定期の風の分布の特性は，同時観測の事例のそれとほぼ一致し，個々の場合においても成り立つものである（第６図(a), (b)[注20]）。すなわち，よどみ域，吹き分かれなどが気温差の小さいときに，明瞭に形成される。一般風向の違いは，その特性にほとんど影響しないようである。

(a), (b) の場合，下層逆転が出現していたが，このようなときには，明瞭な天気界が形成される。すなわち，風上側にはその上限が高度数百 m にある層雲に伴なわれた霧ないし霧雨の悪天域が，風下側には雲一つない好天域が形成される。天気界は側面の強風域内にあるが，数日間同じ位置に持続することもある。夜間の場合 (b) には，風下側の沓形に山頂の方向から弱い風が吹いている。これは風下側好天域における夜間の冷気流の下降を示していると考えられる。また，利尻島付近の気圧傾度が小さいときには，夜間に冷気流が全島で発達する（第６図 (c)）。しかし，いずれの地点でも風力は１程度にしかならない。このときには天気界は形成されず，全島で曇天である。

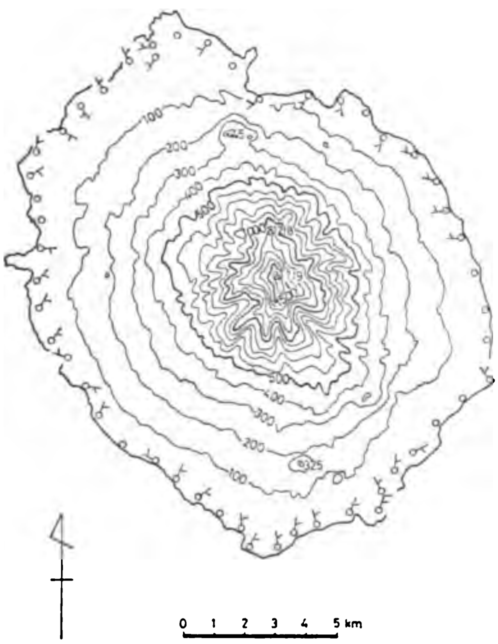
4．山腹の風の分布

山腹の風の分布の特性およびそれと山麓の風の分布の特性との関係を明らかにするために，観測は偏形樹に問題がある地域で重点的に行なつた。

鴛泊周辺では，不安定期には地上風向は一般風向と大体一致する（第７図 (a)）。ポン山付近でも，地



第6図 (b) $22^h 39^m$, 16th–$02^h 58^m$, 17th Aug. 1974 Data: Wd 103°, Wv 7 m/s, $\Delta\theta$ 1.2°C (21^h 16 th)



第6図 (c) $22^h 22^m$, 18th–$03^h 17^m$, 18th Aug. 1974 Data: Wd 202°, Wv 3 m/s, $\Delta\theta$ 2.7°C (21^h 17th)

形は風向にほとんど影響していない。吹雪や雪煙の流れからみると，ポン山の山頂付近では風向が南寄りのときには，風は尾根を越え北側斜面へ吹き降りる。一方，風向が北寄りのときには風は尾根を越え，南側斜面の上部では風向が逆になる。しかし，尾根上の風速が 10 m/s 前後でも，この補償流の風速は 1 m/s 程度である。また，安定期における観測では，ポン山付近が一般風に対し利尻本山の風下側になる場合，風は非常に弱くなるが，これは山麓の風の分布の特性と一致する。

沓形周辺でも，不安定期には山麓同様樹林限界付近でも，風向は一般風向と一致する（第7図 (b))。また，樹林限界付近を吹き上げる風は，山麓に比較し風速が小さいが，一般風向が南，または北寄りの場合には，樹林限界付近の風速は，山麓のものと違わない。(b) の場合の前日は，強い南寄りの風であつたが，海岸線から山側へ約400m にわたつて，樹幹の風上側のみが濡れている状態が観察された。当日の天候・気温なども考慮すると，これは海水の飛沫の付着によるようである。一方，安定期における観測では，この樹林限界付近でも山麓と同様に，風向は一般風の如何にかかわらず，南南東一南に集中する。樹林限界付近では，風に山体の影響が直接および，また下層逆転の出現高度以下であるため，風は安定期には常時吹き分かれていると考えられる。

鴛泊から沓形にかけての山麓でも，鴛泊と沓形の山腹でも，不安定期には風向は一般風向と一致する（第7図(c))。ただし，樹林限界付近で斜面を吹き上げる風は，風速が減少するようである。その点を除けば，不安定期には風の分布に山体の影響は，ほとんどあらわれない。

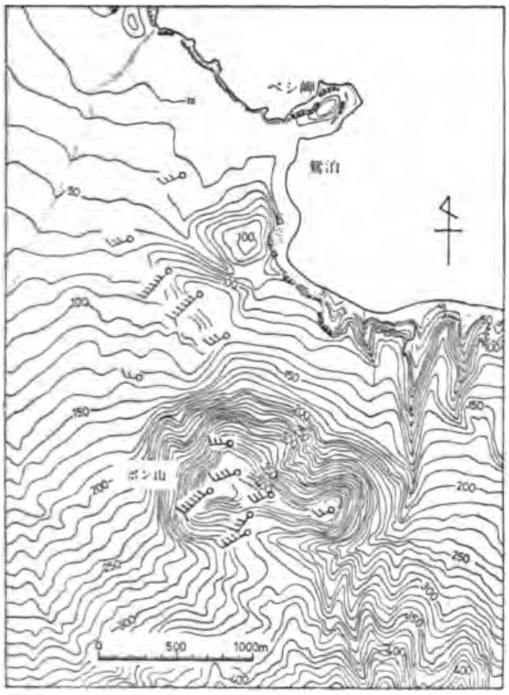
沼浦周辺においても，不安定期には，風向は一般風向と一致する（第7図 (d))。この例にくらべ一般風向が北偏し，この地域が山体の風下寄りになつた場合，風下になつた場合等の観測結果を総合すると，風下側には，不安定期には安定期に比較して，狭小な弱風域が形成される。この弱風域内には，まれに弱い斜面上昇風

があらわれ，つむじ風が通過することがある注21)。不安定期にはこの弱風域においても冷気流は観測されなかつたが，特に早朝地表付近の気温が−17.8°C まで下降し，強い接地逆転が発生した場合にも，斜面上に冷気流はあらわれず，ほぼ無風に近かつた。

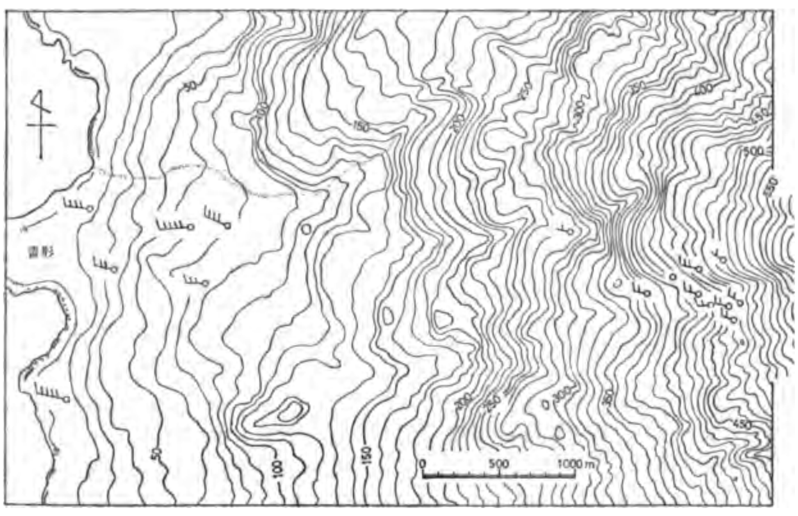
V. 偏形樹の形成要因の検討

1. 落葉広葉樹

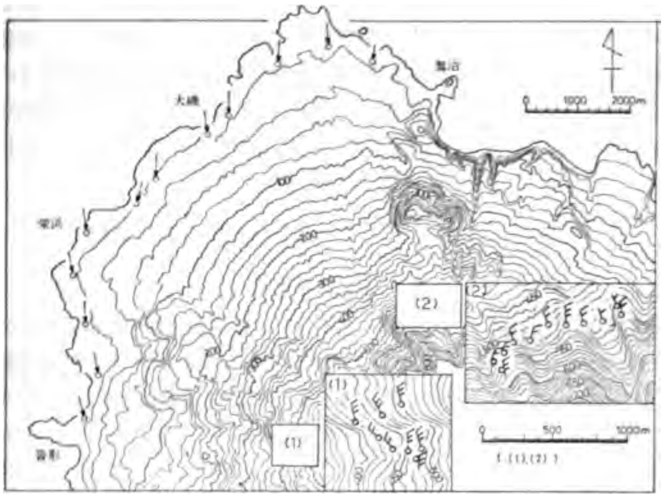
前述したように，落葉広葉樹の偏形方向の分布には，“吹き分かれ”および山体の側面で偏形が顕著である，などの特徴がある。それらは，安定期における風の分布の特色，すなわち，風は吹き分かれ，風上によどみ域，側面に強風域，風下に弱風域が形成される，など風の分布そのものの持つ特色とよく一致する。また偏形方向から，一般風向は南西と推定されるが，この南西風は同じく安定期において卓越するものである。この落葉広葉樹の偏形方向分布と一致する安定期の風の分布を，南西風型と呼ぶことにする。しかし，偏形方向の分布を，風の同時観測の例(第6図(a)，他1例)と



第7図 (a) 山腹の風の分布 $09^h 47^m$–$16^h 16^m$, 27th Dec. 1973 Data: Wd 244°, Wv 15 m/s, $\Delta\theta$ 6.2°C (09^h 27 th)



第7図(b) $13^h 08^m$–$16^h 13^m$, 23th Dec. 1973
Data: Wd 257°, Wv 12m/s, $\Delta\theta$ 4.3°C* (09^h 23th)
* 地上と900mb の気温差



第7図(c) 12ʰ00ᵐ–14ʰ55ᵐ, 25th Mar. 1974
Data: Wd 349°, Wv 12m/s, $\Delta\theta$ 7.7°C (09ʰ 25th)



第7図(d) 07ʰ56ᵐ–12ʰ22ᵐ, 2th Jan. 1974
Data: Wd 294°, Wv 13m/s, $\Delta\theta$ 7.2°C (09ʰ 2th)

詳細に比較すると，偏形方向と実測風向の一致の程度は，地域毎に差がある。一致の程度が高いのは，2例で多少異なるが各例における側面の強風域にあたつている。

さて，まず南西風型が実際に出現した日時を求める。現在風の自記器械観測を行なつている鴛泊・沓形・仙法志3地点の周辺の偏形方向はそれぞれ南南西—西南西，南南東—南南西，西南西—西北西の範囲内にある。各地点で各々上記の風向が同時に出現する，すなわち南西風型の出現する時刻を抽出する。それは1973年の場合，計237時間あつたが，それが1日に3時間以上出現した日のみを，特に南西風型出現日とする。南西風型出現日数は，月別にみると，不安定期にはなく，安定期および移行期の4・9月に限られることがわかる(第5表)。また，南西風型出現日は，2，3日連続することがあり，出現時刻は夜間よりも日中に多い。

次に，南西風型出現日の，沓形および仙法志における各気象要素の平均値を，1971–1974年の4年間の同暦日のものと比較する(第6表)。ただし気温については，両者の差を示してある。南西風型出現日には，平年に比較して，最高・最低気温は0.6–1.9°C 高い。これは南西風の際には，利尻島は樺太付近に中心を持つ低気圧の暖域にあたることが多いため，と考えられる。日年均風速は必ずしも強くない。天気は，平年に比較すると曇天の出現率が高いようである。1mm 以上の降水のある日の出現率は，平年と差がない。

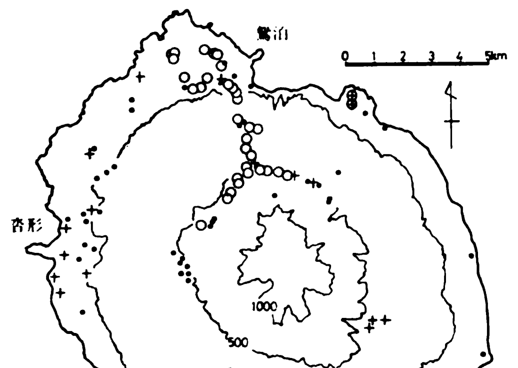
利尻島における落葉広葉樹の偏形の形成要因は，上記の検討により，筆者は初夏を中心とした5–8月に卓越する南西風がその主因であると考える。またその期間内には，樹木の開葉期が含まれている。しかし，その南西風に伴なう気象要素には，顕著な特色はみられない。

第５表　月別南西風型出現日数(1973)

Jan.–Mar.	Apr.	May	Jun	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.–Dec.
—	4	7	6	5	7	1	—

第６表　南西風型出現日・平年日の気象要素の平均値

		沓形		仙法志	
		(出現日)	(平年日)	(出現日)	(平年日)
日最高気温平年偏差 (°C)		+1.4	—	+1.7	—
日最低気温平年偏差 (°C)		+1.9	—	+0.6	—
日平均風速 (m/s)		6.7	6.0	3.1	3.5
天気出現率 (09^h) (%)	快晴	17	11	—	3
	晴	13	18	30	31
	曇	67	59	63	53
	雨	3	12	7	12
	霧	—	—	—	1
1 mm 以上の降水日 (%)		40	37	33	35



第８図　常緑針葉樹の偏形方向型の分布

2.　常緑針葉樹

常緑針葉樹の偏形方向の分布は複雑であるが，局地内に限れば風の分布と対比することができる，まず，偏形方向が大体南西である鴛泊周辺であるが，実測風の分布の特性を考慮すると，この偏形方向と一致する風が出現するのは，安定期には一般風向が南西—西のときである。それは，落葉広葉樹の偏形の検討の際にもみたように，出現頻度が高い。一方，偏形方向と一致する風は，不安定期には一般風向が南西の場合であるが，その出現頻度は低い。次に偏形方向がほぼ西で，また海岸付近においては，その偏形方向が海岸線に直交する唯一の地域にあたる沓形周辺である。この偏形方向と一致する，すなわち，海から海岸線に直交して吹き込む風は，安定期にはほとんど出現しない。この風が出現するのは，不安定期において一般風が西—西北西のときである。また不安定期にはその風の出現頻度は高い。このように，鴛泊および沓形周辺では，偏形方向と一致する風の出現が特定期間に集中する。そのため，各々の期間の卓越風は偏形の形成と深い関連を持つものと考えられる。ここでは，安定期の卓越風向と，偏形方向が一致する偏形樹について南西型，不安定期の卓越風向と，偏形方向が一致する偏形樹について西型，と呼ぶことにする。

次に，南西型，西型の偏形樹を抽出する（第８図）。ただし，各地点の両期の卓越風向は，実測風の分布の特性や落葉広葉樹の偏形方向から推定し，その方向と偏形方向とのずれが22.5°以下のものについて，抽出した。南西型は島の北部や南東部に多く，南西部や東部に少ない。この分布特性は，南西風型の強風域の分布と一致する。一方，西型は島の西部と南東部に多い。しかし，これらのうちから，同時に南西型をも示すものを除くと，西型が卓越するのは西部に限られる。特に海岸付近に西型は多い。ところで前述のように，沓形の海岸付近では，樹幹に海水の飛沫が観察されることがある。不安定期卓越風に伴なつて塩分がもたらされるなら，同期は寒冷であるため，付着した塩分は洗浄されず樹木に影響を与えると考えられる。西部は，不安定期卓越風の風上にあたるため，局地的に塩風を被りやすい。一方，南東部は卓越風の風下にあたり，他地域よりもむしろ風は弱く，この地域のものは，みかけ上西型を示すに過ぎないと考えられる。

上記の検討を通して，筆者は利尻島における常緑針葉樹の偏形の形成要因は，安定期の卓越風ならびに

不安定期の局地的塩風であると考える。しかし，その両者からでは説明されない偏形樹も多数ある。それらに該当する風の分布特性はみられないが，若干の検討を付記したい。

南西型・西型以外の偏形樹には，山頂から海岸に向かう方向，すなわち吹き降ろす風を示す傾向が認められる。特別観測では，夜間に放射状に山麓を下降する冷気流が2例出現した。しかし，いずれの場合にも，風力は1程度である。利尻島では常時風が強く，また山体の規模が小さいため，冷気流は偏形に影響するほどには発達しないと考えられる。一方，偏形樹の示す吹き降ろす風，特に強風は，自記器械観測にも現われない。しかし，その観測地点はいずれも山頂から7～8km 離れた海岸付近にあり，また特別観測は回数が限られるため，山腹の風には不明な点が残されている。すなわち，山腹には局地的に吹き降ろす強風が出現する可能性があり注22)，偏形樹はその風を示すものと推定する。なお，風以外の要因として，このような偏形方向に影響をおよぼす可能性を持つものには，積雪の移動があげられる。しかし，これらの偏形樹に隣接して，積雪深の測定を多雪期に随所で行なつたが，樹林限界付近は積雪深は特に小さく，大体0.5m に満たない。また，偏形樹の周辺の傾斜方向，傾斜度，偏形方向と根元付近の枝を欠く方向のずれなどからみても，偏形に積雪の移動は影響していない。

VI. おわりに

本論では，既存の，および今回の観測により得た風の資料から，利尻島では期間によつて風の分布，出現頻度が大きく異なることを明らかにし，さらに風の分布と偏形方向の分布との対応関係から，偏形樹の形成要因を検討した。その結果は以下のとうりである。

落葉広葉樹の偏形方向の分布には，吹き分かれ，一般方向が南西，などの特色がある。風の分布と対比すると，これらの偏形の形成要因は，安定期（5～8月）の卓越風であると考えられる。しかし，その吹走時には顕著な天候の特色は見られない。天候との関連については，今後更に厳密な方法で検討する必要がある。

常緑針葉樹の偏形方向の分布には，局地的に南西寄り，西寄りの風を示すものがみられる。風の分布と対比し，また偏形方向の分布の特色を検討すると，形成要因には，安定期（5～8月）の卓越風，および不安定期（10～3月）の局地的塩風が考えられる。しかし，その他の山頂から海岸に向かう方向を示す偏形樹には，対応する風の分布特性はみられない。それに該当すると推定した，山腹を吹き降ろす強風の出現の可能性を含めて，それらの偏形樹の形成要因の検討は，今後に残されている。

謝　辞

本研究に終始御指導を賜つた，都立大学の矢沢大二教授，前島郁雄助教授に厚く御礼申し上げます。多くの御教示，御助言等をいただいた，東京大学の小川肇氏，北海道林業試験場の斎藤新一郎氏，稚内地方気象台の成田月昶氏，都立大学の青山高義助手，気候コロキウムおよび寒冷地形談話会の諸兄，観測に御協力いただいた，都立大学の石田栄三氏，高井健雄氏，遠山喜重氏，林　和広氏，明治大学の荒牧美枝子さん，塩野崎直子さん，千葉大学の滝口正三氏，貴重な資料を提供された，稚内開発建設部沓形港修築事業所，東利尻町役場，利尻高校，稚内営林署など関係諸機関の各位，および，調査に際し多くの御配慮をいただいた方々に対し，深く謝意を表します。

注および参考文献

1) 松井，他（1967）によれば，北部の小丘のいくつかは，利尻火山形成以前の熔岩円頂丘群で，また南部のものは，利尻火山形成以後の寄生火山群である．
2) これらの分布の概要は，すでに川上(1900)による植生図にも見ることができる．また舘脇 (1941) は，鴛泊-沓形間，仙法志-鬼脇間の山麓に針葉樹林がみられないことについて，山火事跡地であるため，としている．
3) 佐々木（1962）による．

4) 1971-1973年の平均
5) 利尻小学校の工藤光信氏の鬼脇周辺での調査による.
7) いずれも稚内開発建設部により，各港の修築事業に際して行なわれている。現在は，エアロベーンが使用されている.
8) 北海道庁 (1896).
9) 北海道庁 (1900).
10) 他に，シラカンバ (*Betula platyphylla var. japonica*)，ケヤマハンノキ (*Alnus hirsuta*)，イタヤカエデ (*Acer Mono*)，キハダ (*Phellodendron amurense*)，ナナカマド (*Sorbus commixta*)，ナガバヤナギ (*Salix sachalinensis*)，ドロノキ (*Populus Maximowiczii*)，ハリギリ (*Kalopanax pictus*)，ヤマグワ (*Morus bombycis*)，ミズナラ (*Quercus mongolica var. grosseserrata*) など.
11) 冬季に積雪下にあるハイマツ，落葉性のカラマツなどは，他の常緑針葉樹と偏形の成因が異なる可能性があるため，除外した.
12) それらには，OKA (1972) が富士山のカラマツの偏形樹に認めた樹幹の"赤化"にあたると考えられる，雪面付近のある方向の変色状態がみられる．ここではその方向もまた，ばらつきが大きくなつている.
13) 斉藤，他 (1974 b) の沓形防風林域の解析によれば，そのトドマツ・エゾマツ林分は，林齢90-130年の一斉林タイプであり，林分の高さは，風上部（海寄り）で6-10 m，風下部で11-13 m である.
14) 斉藤，他 (1974 a) によれば，利尻島西南半部の屋敷林の構成は，西側ほど質量が貧弱で，南から東へゆくとそれが豊富になる傾向がある．それには周囲の森林の有無および卓越風との関係が指摘されている.
15) 北林・下形 (1973) の風洞実験によれば，大気が強い安定成層を為す場合，山の前面では気塊は山の斜面を登り得ず，そこによどみ領域が形成される.
16) 千島 (1965) によれば，北海道北東部では，オホーツク海高気圧に伴なつて，春一夏に顕著な下層逆転が出現する.
17) 一般に上層風と地上風には，季節や前線の影響などによるずれがある．利尻島の場合，地形の影響が加わつて風向に局地的な差異が生じるため，両者の関係は明らかにできない．しかし，稚内一利尻島間の距離や，周辺の地形からみて，利尻島付近の地上の一般風向は，稚内の 900 mb 風向と一般に近似するものと判断した.
18) 4月・9月は同じ一般風に対し，地上風の変動が大きい.
19) 地上の風向・風速の資料は，鴛泊 (1973-1974)，沓形および仙法志 (1972-1973)，鬼脇 (1964.4-1966.3) の毎日9時，21時のものである.
20) 第6図および第7図には，移動観測の開始・終了時刻と稚内900mb の風向・風速，100 mb と 900 mb の気温差を付記した.
21) 佐藤・恩田 (1974) の風洞実験でも，垂直方向に風速の勾配を持つ気流は，円錐の側面に沿つて流れ，風下側に弱い上昇流を形成し，また風下寄りのところには非定常的に渦が出現している.
22) ただし，利尻島の海岸付近では，強風時にも風下側の海上だけに「あぶみ」と呼ばれる波の静かな海域が形成されるといわれる.

小川肇 (1974)：尾瀬ケ原南稜における風による偏形樹の成因およびその分布の示す意味について―その総観気候学的方法による検討―．地理評，47，437-461.
川上滝弥(1900)：北見国利尻島における植物分布の状態．植物学雑誌，14，77-83，99-112.
北林興二・下形茂雄 (1973)：山の上流側におけるよどみ領域の発生について．天気，20，141-145.
斎藤新一郎・小原義昭・豊田倫明 (1974 a)：利尻島西南半部の屋敷林について．日林北支講集，23，74-78.
斎藤新一郎・小原義昭・豊田倫明 (1974 b)：利尻島沓形の防風林について．日林北支講集，23，79-83.
佐々木徳治 (1962)：利尻・礼文島周辺の気候．利礼国定公園期成促進会，「利尻・礼文島の風景・気候・動物・考古」，9-15.
佐藤　浩・恩田善雄 (1974)：富士山周辺の流れの風洞実験．気象研究ノート，118，55-64.
東海林正光・仲西昭三郎 (1967)：利尻島海岸風衝地におけるトドマツの植栽成績．治山研論文集，

6, 57-61.

舘脇 操 (1941)：北見利尻島の植物・札幌農林学会報, **34**, 70-102.

千島昭司 (1965)：北海道北東部の天気とオホーツク海高気圧との関係について. 研究時報, **17**, 336-345.

北海道庁 (1896)：「利尻山観測記」. 北海道庁, 59 p.

北海道庁 (1900)：利尻山頂気象観測記. 北海道庁, 「北海道気象報文」付録, 39 p.

松井和典, 他 (1967)：5万分の1地質図幅「利尻島」および同説明書. 北海道開発庁, 25 p.

矢沢大二 (1953)：大島の気候景観の一例. 地学雑誌, **60**, 152-154.

HOLTMEIER, F.-K. (1971) : Der Einfluss der orographischen Situation auf die Windverhältnisse im Spiegel der Vegetation. *Erdk.*, **25**, 178-195.

OKA, Sh. (1972) : Deformation of trees on Mount. Fuji. *Geogr. Reps. Tokyo Metrop. Univ.*, **6/7**, 15-29.

ONODERA, H. (1964) : Climatic landscape in some parts of the Ohu Mountains. *Sci. Reps. Tohoku Univ., 7 th Ser. (Geogr.)*, **13**, 135-145.

TROLL, C. (1955) : Der Mount Rainier und das mittlere Cascaden-Gebirge. *Erdk.*, **9**, 264-274.

YOSHIMURA, M. (1971) : Die Windverbreitung im Gebiet des Mt. Fuji. *Erdk.*, **25**, 195-198.

YOSHINO, M. M. (1973) : Studies on wind-shaped trees: their classification, distribution, and significance as a climatic indicator. *Climatol. Notes, Hosei Univ.*, **12**, 1-52.

(1975年10月14日受理)

東亜地質鉱産誌編集委員会（その 4, 5, 6）*

坂 本 峻 雄

Compilation Committee for Geology and Mineral Resources of the Far East

Abstract

The work of the Compilation Committee was inaugurated early in 1950 under the auspices of the Tokyo Geographical Society. The work which has continued for 25 years was recently completed in June 1975. The data for the compilation were contributed by the geologists who had been engaged personally in investigations in geology and mineral resources on the Continent and Taiwan, before the end of the war. The number of contributors reached about 200.

The main books and maps published by the Committee are itemized below:

Geology and Mineral Resources of the Far East (in Japanese)

60 sets Vols. 1, 2 & 3 1991 p 1952;

Geologic Maps of the Far East, 1/250,000 (in English)

196 sets 127 sheets/set 1954-1960;

Geology and Mineral Resources of the Far East (in English)

600 sets Vols. 1, 2 & 3 1385 p 1967-1971.

In April 1975, a total of 391 volumes of the Geology and Mineral Resources of the Far East were mailed to 274 universities and organizations in 86 different countries of the world, as a gift from the Committee. 140 have reported and acknowledged the receipt of the gift.

We very sincerely acknowledge the assistance accorded the Committee throughout the years by different institutions such as the Ministry of Education, the various universities, the National Science Museum, Geological Surveys both of Japan and the United States of America, and the University of Tokyo Press. The U.S. Geological Survey, through their former Tokyo Branch, very generously helped the Committee, especially in color printing the geologic sheet maps.

In accomplishing the Committee's work for distribution of the above publications, we hereby cordially thank again all the institutions which helped promote the project as well as all of the collaborators for their contribution of unpublished materials for compilation.

Tsutomu Ogura, Sendai
Chairman of the Committee
October, 1975

* その 1, 2, 3 東京地学協会 90 年史 地学雑誌 78 巻 3 号 153–175 参照.

Addressees of the Geology and Mineral Resources of the Far East. A tolal of the receipt cards returned from countries italicized was 140 by February 1st. 1951.

Asia 34

Bangladesh, *Burma*, *China* (*continent* and *Taiwan*), *Cyprus*, *Hongkong*, Indonesia, India, Iran Iraq, *Israel*, *Korea* (North and *South*), *Kuweit*, Laos, *Malaysia* (*East* and *West*), Mongolia, *Pakistan*, Saudi Arabia, *Singapore*, *Sri Lanka*, *Thailand*, Turky, Viet Nam (Saigon, Hanoi), U.S.S.R. (Siberia, Far East, Kazakhstan, Uzubekhstan)

Oceania 7

Australia (*Canberra*, *A.C.T.*, *New South Wales*, *Queensland*, *South Australia*, Tasmania, *Victoria*, Western Australia), New Caledonia, *New Zealand*.

Europe 63

Albany, *Austria*, *Belgium Britain*, Bulgaria, *Czechoslovakia*, *Denmark*, Finland, *France*, *Germany*, *East and West*, *Greece*, *Hungary*, Iceland, *Ireland*, *Italy*, *Luxemburg*, *Netherland*, *Norway*, *Poland*, *Portugal*, Roumania, Spain, *Sweden*, *Swiss*, *Yugoslavia*, *U.S.S.R.* (*Leningrad*, Moscow, *Estonia*, Ukraina)

Africa 8

Algeria, Ethiopia, Ghana, Madagascar, Morocco, *Moçambique*, *Nigeria*, Senegal *South Africa*, Sudan, *Tanzania*, *Tunisia*, Uganda, United Arab Republic, Zambia.

North America 17

Canada, *United States of America* (Alaska, Arizona, *California*, *Colorado*, *Connecticut*, *District of Columbia*, *Hawaii*, Illinois, *Iowa*, *Kansas*, Louisiana, *Maryland*, *Massachusetts*, *Michigan*, Minnesota, New Jersey, *New York*, *Ohio*, *Oklahoma*, Texas, Virginia, Wisconsin)

South America 11

Argentina, Bolivia, *Brasil*, *Chili*, *Colombia*, Costa Rica, *Cuba*, *El Salvador*, Equador, Guatemala, *Jamaica*, *Mexico*, *Peru*, Uruguary, Venezuela.

その４　頒布事業の継続　イ―ホ（昭和44年―昭和49年）

その５　海外拡大寄贈計画と委員会解散　イ―ニ（昭和49年―昭和50年６月）

その６　経理　イ―ハ（昭和43年―昭和50年７月）

別　表

イ．英文鉱雑誌 Vol.1―Vol.3 目次

ロ．東亜地質鉱産誌編集委員会年次別事業経過概要一覧表

その４　頒布事業の継続

イ．英文鉱産誌刊行の継続（昭44-昭46）

昭43．9．5　vol. 2の原稿決定（90年史 p. 164）

Korea 9篇, Manchuria 6篇, China 2篇, 地名1篇

44．8．13　vol. 2の3校を著者に送る。

9．22　印刷代250万円のうち半金（125万円）を東大出版会へ振込み。

昭45．1．13　44．12　vol．2　印刷600部完了，500部委員会買取り，100部献本など vol．1に準ずる。論文題目は巻末別表の通り。

1．24　vol．3の刊行は予定の通り進めることに決定。候補原稿を次回委員会に持ちよること。

2．26　vol．2印刷代金125万円のうち100万円を出版会へ振込み。

4．24　同最終回分25万円を同じく振込み。

4．28　地質図セットは北満「雅魯」，朝鮮「済州島」2枚欠としてあと3セットだけできる。

8．7　vol．3論文候補次の通り：

Korea and Manchuria	12篇	299頁
N. China, S. China, Taiwan	9〃	265〃
地　名	1〃	

昭46．3．5　vol.3 印刷代金第1回分50万円出版会へ振込み。

3．20　第1回皇家飯店委員会（委員：小林，尾崎，植村，立岩，早坂，三土，宮沢，坂本，伏島，後藤，三沢，倉田）

議事次の通り：

1) vol．3　外人 editing 終り。委員分担校正
2) 東亜地質図受渡し数量（伏島より出版会，大久保へ）。
3) vol．1 and 2の在庫数
4) 銀行残高：46．3．5　155,720円　三菱丸の内
   3．19　210,340〃　第一本郷
5) 科学博物館は来る11月頃移転の模様につき，それまでに全資料の処分を要する。

5．21　印刷代前渡金第2回分50万円を出版会へ振込み。

9．11　英文鉱産誌並に東亜地質図販売部数，同在庫調べ，科学博物館移転に伴う資料処分の緊急性。

9．14　伏島氏多忙となり委員会事務を辞退いたしたし。

「英文鉱産誌 vol．3印刷代金の振込み：

46．3．5　第1回　50万円
5．21　〃2〃　50〃
（10．8鉱産誌 vol．3印刷完了　献本　寄贈は vol．2に準ず）
11．9　第3回　45万円
昭47．5．19　〃4〃　60〃
11．11　〃5〃　35〃
48．6．1　最終回　10〃（全6回計250万円。出版会より売上金振込の都度同会口座へ入金）」

ロ．国立科学博物館における資料整理（昭46．11—47．1）

46．9．25　赤門委員会で資料処分の件をとくに緊急と認めたので，次の坂本案を作製した。

1) 東亜地質図処分の作業案
2) 〃　処分案
3) 〃　保存分10セットの処分案
4) 〃　販売経過
5) 〃　現在数
6) 〃　地域別縮小セット計画並に接壌地域追加図幅名

昭46. 10. 8　赤門委員会（植村，立岩，小林，早坂，坂本，三土，宮沢，小林勇（代理青柳資料課長，伏島）前項9．25付処分案を審議した。

昭46. 10. 8—30　付録1のように部数を定めて，学校その他の機関に対し寄贈する案を立てたが，移転作業の開始がせまり，事務処理が間に合わなかつたので，取止めとし次のように処分した。

科学博物館においては，全館職員等個人希望者を通じ寄贈処分を行ない，予想以上に進行した。残り地質図バラ　46図幅　3585枚の地質調査所資料課に寄贈する。地質図格納用シェブロン八連は科学博物館に寄贈した。英文原稿，和文鉱産誌（バラ）その他製版未完成図等の雑資料は，格納場所が無いため廃棄処分した。

昭46. 11. 29　伏島玲子氏の事務嘱託を解く。

昭47. 1．25　地質調査所にたいし，永久保存資料の保管を依頼するとともに，外国から寄贈された地質図等を同所へ寄贈した。尚英文鉱産誌（vol. 1，2，3），東亜地質図欠図セット，同地質域セット等は，引続き東大出版会および大久保書店で販売した。

地質調査所長宛委員会永久保存用東亜地質図（欠ナシ）3セット，381枚の保管を依頼した。さらに同所長宛東亜地質図バラ約3,000枚とともに，下記の外国地質図を寄贈した。

東亜地質図	1/25万分	46図幅約3,000枚
ポルトガル	1/ 5万分	27図幅
イスラエル	1/10 〃	19 〃
トルコ	1/50 〃	7 〃
イラン		1 〃

昭47. 2．25　東亜地質図の地域セット（欠図ふくむ）販売価格を次の如く値引した。
地域別セット売り価格：北満，南満　夫々2万円，　北支，朝鮮　夫々1万円

ハ．東亜地質図セットの売切れ（昭48）

昭48. 2．6　Pacific Gulf Oil Co. は東亜地質図（欠4）を3セット，同（欠1）を1セット計4セットを東大出版会より購入したと通知があつた。これをもつて43. 9．27以降，博物館にて編成の欠図1—4を含む，東亜地質図15セットの追加販売分は売切れとなつた。したがつて昭38. 10. 4以後東亜地質図の売上総数は，126セットとなつた。

ニ．英文鉱産誌 vol. 1，2 & 3の出版会在庫数

昭48. 6．14　第2回皇家飯店委員会開催　委員：植村，立岩，小林，早坂，坂本，尾崎，三土，宮沢，小林勇，青柳　90年史記事以後，48. 6にいたる5年間の委員会活動の詳細について，付録1—10（袋入り）を参考資料として報告した。主な議事は
46. 10—47. 1の資料大整理（科博にて）東亜地質図通算126セット売切れ（東大出版会扱い）

ニ．英文鉱産誌の販売在庫調べ（東大出版会扱い，昭48）

昭48. 7．4　英文鉱産誌在庫数に関して，出版会と委員会合同打合会を開き，出版会より次の報告があつた。

	vol. 1	vol. 2	vol. 3	計
出版会帖尻残	70	250	385	705

昭48. 7．10　英文鉱産誌永久保存用5セットを地質調査所に預ける件．vols. 1,2 & 3×5セット＝15冊を出版会在庫より返却をうけ，地質調査所資料室へ保管依頼した。そのため出版会帖尻在庫は各5冊を減じ次の通りとなつた：

vol. 1　vol. 2　vol. 3　計

出版会帖尻残	65	245	380	690

これを将来計算の基本数と定めた。そして将来の方針として vol. 1が売切れた段階で—その時期は多分49.9頃の見込み—vol. 2，3の残部数計約500冊となる見込みである。その際残部数を一括処理（たとえば出版会に依頼して一括買上げて貰う）を考えてはどうか，との話合いがあつた。

昭48. 8. 17　地質調査所長宛英文鉱産誌 vol. 1,2 & 3の委員会永久保存資料として保管の依頼状を出し承認をうけた。

ホ．英文鉱産誌 vol. 1の売切れ（昭49）

昭49. 8. 3　昨48. 7の在庫調べの後，引続き販売を継続し1カ年を経過した。この時出版会の報告で在庫数は：

	vol. 1	vol. 2	vol. 3	計
在庫数	0	155	330	485

つまり vol. 1は売切れた。但しこの外相当数の海外委託中の在庫がある筈との回答であつた。したがつて49. 9頃に vol. 1が売切れるであろうとした1年前の予想に近いものであつた。

昭49. 12. 5　東大出版会より最近の売上に対し，次の通り委員会へ入金があつた。

	vol. 1	vol. 2	vol. 3	計
売上部数	40	50	50	140冊
代　金				70万円

昭49. 12. 9　第3回皇家飯店委員会（委員：立岩，小林，早坂，坂本，三土，宮沢。出版会：中平理事，倉田編集部員）において，庶務，経理の検討とともに，出版会在庫数が：

	vol. 1	vol. 2	vol. 3	計
在庫数	0	155	330	485

となつたことを確認した。

その5　海外拡大寄贈計画と委員会解散

イ．英文鉱産誌在庫の拡大寄贈計画（昭49. 12—50. 4）

昭49. 12. 21　上記在庫数485部にたいし，海外拡大寄贈計画を立てた。東亜地質図については，昭39. 8に海外36カ国，38機関宛に寄贈したが，英文鉱産誌については各巻刊行の都度，援助をうけた米国要員等にたいし，約10冊余りを寄贈したのみであつた。しかし委員会はかねて資料を，できるだけ速やかに，かつ広く頒布することを主旨としてきたので，今回の在庫部数にたいし，拡大寄贈計画を立てた。

昭50. 4. 2　寄贈機関の選定と外国小包発送。海外機関の mailing list は主として小林委員が作製にあたり，東大出版会および岡本出版発送 KK に依頼し，渋谷国際郵便局より，4. 2外国小包として発送した。発送数は世界86カ国，274機関宛合計391冊である。（うち2冊は委員会永久保存分より vol. 1を追加）。

昭50. 4. 22　委員会解散の準備　本月をもつて委員会の業務を一応終了したので，東大出版会，東京地学協会との間に打合せ小委員会を開いて，最終事務処理を完了したうえ，6月下旬頃委員会解散のため総会を開く予定とした。

ロ．委員会解散に関し小委員会並に総会

開催通知と議事参考資料の送付（昭50. 5）

昭50. 5. 16　打合せ小委員会及び総会日程案の通知，50. 6. 4　東大出版会との打合せ，50. 6. 12　東京地学協会との打合せ，50. 6. 24　解散報告委員会総会，50. 5. 24　第36回東京地

学協会総会に上記計画予定につき，委員長代理より口頭にて報告した。

昭50. 5. 29 上記小委員会議事資料として「東亜地質鉱産誌編集委員会概要」を，委員及び関係機関宛送付した，内容は下記の通り。

東亜地質鉱産誌編集委員会概要 1)—4)

1) 設立：東京地学協会及び東大出版会との関係

(1) 昭25. 3. 31 終戦前多数の日本人専門家が，東亜各質の研究，調査に従事したが，それら資料を記録し散佚を防ぐ目的で，東京地学協会内に設立された（90年史 pp. 154-155)。

(2) 昭26. 10 文部省刊行出版助成金24万円受領

(3) 昭38. 2 資料の保管と広汎な利用を計るため，「頒布委員会を東京地学協会に設置する件」を細川会長宛提出し，協会当局と事務の具体的取扱い等につき検討した。

(4) 昭41. 5 しかし資料が極めて多量に及び，むしろできるだけ速やかに頒布して内外一般の利用を計ることが望ましいことを考慮し，東京大学出版会の販売網を利用することとし，同会との間に頒布事務の協定に調印した。

2) 事業経過

(1) 昭27. 4. 1刊 東亜地質鉱産誌（邦文）頒布開始

朝鮮531頁，満州867頁，華北，華南，台湾593頁，計1991頁

昭39. 2. 11 60セット売切れ

(2) 東亜地質図幅（英文）1/25万分，127枚1セット頒布

昭29—31刊 朝鮮（18枚）
31—35 満南（94〃）
34—35 華北（15〃）
（以上 1セット 127枚）

48. 2 以上図幅 126セット売切れ

(3) Geology and Mineral Resources of the Far East（英文鉱産誌）頒布

			販売用印刷	在庫（49. 9）
昭42. 9刊	vol. 1	(498頁)	500部	0部
44. 12〃	vol. 2	(486〃)	500〃	155〃
46. 10〃	vol. 3	(401〃)	500〃	330〃
49. 9計	刊行部数（販売用）		1500〃	485〃
	総販売部数		1000〃	
	帖尻残		485〃	
	vol. 1売切れ		0〃	

(4) 在庫部数（49. 9現在485部）と拡大寄贈計画

昭49. 12. 21 在庫485冊にたいし拡大寄贈計画を立て，世界86カ国，274機関にたいし，合計391冊を寄贈することとした。

4. 2 東京渋谷国際郵便局より下記の通り発送を終つた。

英文鉱産誌海外寄贈数：

発送		宛先国数，同冊数別機関数				計	
	期日	国数	vols. 1, 2, 3	vols. 2, 3	vol. 3	機関数	冊数
当初計画	50.3末	50以上	—	150	150	300	450
渋谷局発送	50.4.2	86	(2)	113	159	274	391

注：(2)は永久保存部数を外して発送に加えた vol. 1 の2部

3） 経理（本文その6の項参照）

（1） 昭25年 —昭37年末
（2） 昭39．4—昭43．8 } 本文その6「設立より解散までの収支計算表」参照
（3） 昭43．8—昭50．6

（4） 出版物頒布数量，総価格，最終在庫とその処理

出版物販売数量：

出版物	販売数	総収入	委員会手取り	在庫
東亜地質鉱産誌（邦文）	60セット	542千円	271千円	0
東亜地質図（英文）	126 〃	10,080 〃	5,040 〃	0
同	バラ	266 〃	133 〃	南韓144枚（大久保）
英文鉱産誌	1,000冊	10,000 〃	5,000 〃	485冊
計		20,888 〃	10,444 〃	

注：在庫処理は次項（5），（6）にあり，英文鉱産誌最終売上げ高 50．6．11付29冊145千円入り。

（5） 英文鉱産誌在庫帖尻残（49．9）と実在庫（50．3）部数：

		vol. 1	vol. 2	vol. 3	計
昭49．9	帖尻残	0冊	155冊	330冊	485冊
50．4	海外拡大寄贈	（2）	115	274	389(2)
49．10～50．3	最終売上数		14	15	29
49．9以前	海外委託在庫	7	14	15	29
50．3	実在庫数		12	19	31

（6） 東亜地質図バラ（大久保書店扱い）かねて韓国南部8図幅30セット外バラを大久保書店に委託販売した。そのうち18セット144図幅が在庫となつている（49．3）

（7） 銀行預金残高（総会後の決算を含めその6—経理の項参照）

4） 永久保存資料を地学協会に移管の件

かねて地質調査所長の承認をうけて，同所資料課に保管中の永久保存資料は次の通りである。

昭47．1．25預け：Geologic Map of the Far East 3 sets（127枚×3セット）
48．8．17 〃 ：Geology and Mineral Resources of the Far East 3 sets（vols. 1，2，3×3）
〃 〃 〃 vol. 2 2 volumes
〃 〃 〃 vol. 3 2 〃

以上の資料を地学協会に移転し，保管を依頼する予定。

昭50．6．4 東大出版会との間の打合せ小委員会を次の通り開催した。

日時 昭50．6．4
場所 東大赤門学士会分館
出席者 東大出版会中平理事，倉田編集部員
委員：立岩，小林，尾崎，宮沢，坂本
議事：最終売上代金精算の件（49．10—50．3）

vol. 1	vol. 2	vol. 3	計
0	14冊	15冊	29冊

代金145千円を6．15第一勧銀委員会口座へ振込み受領。

最終在庫部数とその処置

	vol. 1	vol. 2	vol. 3	計
イ．49．9帖尻残	0	155	330	485

ロ．50．1	委員返却	0	0	4	4
ハ．50．1	帖尻残	0	155	326	481
ニ．50．4	海外拡大寄贈	（2）	115	274	389(2)
ホ．50．4	帖尻残	0	40	52	92
ヘ．49．9	以前海外委託	（7）	14	15	29
ト．49．10—50．3	最終売上	0	14	15	29
チ．50．6	本社実在庫	0	12	22	34
リ．出版会へ寄贈（ヘ＋チ）：			26	37	63

6．4　東大出版会理事長加藤一郎殿宛最終在庫63部寄贈の手紙を出した。後日同理事長名で受納の返があつた。

6．4　大久保書店主大久保雄一殿宛，南韓地質図バラ144枚を寄贈を決定し，その旨手紙を出した。これは韓国において近年1/25万分地質図が新たに刊行されている等の事情を考慮したものである。

昭50．6．12　東京地学協会との間の打合せ小委員会を次の通り開催した。

日　時　昭50．6．12

場　所　東京地学協会会議室

出席者　地学協会：坪井誠太郎会長，保柳睦美副会長，末野悌六副会長，岡山俊雄理事
　　　　委員会：小林，早坂，坂本，三土，宮沢，小林　勇，青柳資料課長

議　事：

1)　委員会報告（庶務，経理）を90年史続篇として，印刷依頼の件

2)　委員会永久保存資料を協会資料として保存依頼の件

3)　銀行預金残高（本文その6—経理の項参照）を協会に引継の件

以上を以つて議事を了したが，残高の使途につき

イ．大陸における物故先輩の業績

ロ．大陸諸国における現代学界および鉱業界の進歩

等について記録を集める等の談話があつた。

ハ．昭50．6．24　解散報告委員会総会

5．16発総会開催案により次の通り総会を開催した。

日　時　昭50．6．24　12.15—16.00　場所　表参道皇家飯店

出席者　委員長　小倉　勉（欠席）

（敬称略）　委員　立岩　巌，小林貞一，早坂一郎，坂本峻雄，三土知芳，尾崎　博，宮沢俊弥，小林勇（代青柳信義）

機関代表　坪井誠太郎（地学協会），末野悌六（地学協会），岩生周一（地学協会），川上喜代四（地学協会），岡山俊雄（地学協会），中平千三郎（東大出版会），倉田和彦（東大出版会），大久保雄一（大久保書店），来賓　後藤繁子

1)　黙祷　東亜地質鉱産誌物故役員氏名

昭37．1．26逝去　山根新次顧問殿，昭37．7．30逝去　本間不男二委員殿，昭40．5．13逝去　市村毅委員殿，昭41．1．17逝去　冨田　達委員殿，昭44．4．1逝去　遠藤隆次委員殿，昭44．6．23逝去　矢部長克顧問委員殿，昭44．11．18逝去　細川護立会長殿，昭46．8．3逝去　大久保五郎店主殿　昭48．11．17逝去　植村癸己男委員殿

2)　小倉　勉委員長挨拶

（委員長は病気欠席され仙台市より郵送された）

東京地学協会　会長　坪井誠太郎殿

謹啓　時下初夏の候いよいよ御健勝にわたらせられ，慶賀の至りに存じ上げます。

さて本東亜地質鉱産誌編集委員会は終戦後在京の地質専門家（委員）数名の発意により昭和25年3月，貴東京地学協会の1委員会として発足し，本年25周年を迎えることになりました。

本委員会設立の主旨は，主として戦後外地から引揚帰国した地学関係者同志にたいし，東亜地質鉱産誌を編集刊行する必要性を力説し，その達成を期するものでありました。その結果幸いにも200余名の協力者を得ることが出来，それら協力者からその研究資料の提出を依頼し，提出された資料を整理統合してこれを出版刊行し，遂に本会事業の東亜地質鉱産誌の集大成が，成し遂げられた次第であります。

その主要刊行物は次の通りです。

（1）　邦文東亜地質鉱産誌　3巻（昭和27年刊行）（2）　東亜地質図（25万分1）127枚（昭和29-35年刊行）（3）　英文東亜地質鉱産誌　3巻（昭和42—46年刊行）

この25年間の長期に亘りまして貴協会を始めとし，文部省の刊行出版助成金，地質調査所，国立科学博物館，国立大学などの資料刊行物の保管依頼などあり，その外米国地質調査所東京出張所からは，東亜地質鉱産誌と東亜地質図の印刷，事務用品の現物給与，図版原稿の浄製図などの物的援助を受けました。このように各方面からの物心両面の援助により本鉱産誌ならびに地質図の刊行が成し遂げられた次第であります。

かくの如く当協会は本委員会にたいし，特に事務室の貸与，会議室の使用，研究資料ならびに刊行物の保管などにつき，終始多大の御協力と便宜を提供され，本委員会の事務処理に円滑な運営をもたらした次第でありまして，ここにその御厚意にたいし深甚な感謝の意を表するものであります。

なお英文鉱産誌第1巻は売切れとなりましたが，第2巻および第3巻会計約480冊が在庫となりました。当初から資料を速かに且つ広く頒布する希望をもつておりましたので，本年4月初めに，世界86カ国，274機関にたいし合計391冊を寄贈いたしました。

なお本委員会は本来の任務を終え近く解散の予定でありますが，解散後の処置といたしまして，下記刊行物の永久保存方を当協会に御依頼申上げたく，甚だ御迷惑の儀とは存じますが，何卒よろしく御願申上ます。

先は以上刊行の経過を申上げ御挨拶といたします。　昭和50年6月24日

東亜地質鉱産誌編集委員会　委員長　小倉　勉

下　記

永久保存方を御依頼いたしたい刊行物

1.　東亜地質図　3セット　381枚，2.　英文東亜地質鉱産誌（第1巻—第3巻）3セット　9冊，3.　英文鉱産誌第2巻，第3巻各2冊　4冊

計地質図　381枚　鉱産誌　13冊

3)　坪井誠太郎会長御挨拶

拝啓　御清祥の御事大慶に存じます。

さて，さきに本協会に設置されました東亜地質鉱産誌編集委員会は，所期の目的を達成しこのたび解散の運びと相成りました趣，御報告に接し委細拝承いたしました。

当委員会によつて集大成されました「東亜地質鉱産誌」は，全世界の斯学界に多大の裨益を齎らすと共に，戦前東亜地質の調査研究に従事されたわが国地質学者の業績を不朽ならしめ，これを顕彰記念するものと存じます。同誌の出版刊行はまことに御同慶に堪えない次第でございます。この機会にあたり，右の事業を完遂されました貴委員会の委員長はじめ委員各位並に御関係の方々にたいし，心からなる感謝を捧げ深く敬意を表します。なお解散後のことにつき御申出の件は，本協会において，貴意に副うよう処置す

べき所存でございます。

右御挨拶まで　敬具　昭和50年6月24日

東京地学協会　会長　坪井誠太郎

東亜地質鉱産誌編集委員会　委員長　小倉　勉殿

二．東亜地質鉱産誌編集委員会年次別事業経過概要一覧表（自昭25．3—至昭50．6）

（別表）

その6　経　理

イ．委員会出版物収入明細(90年史 p. 165 の直前より昭50.6.11)

	東亜地質図		英文鉱産誌					合計
	セット	万円	vol. 1 冊	vol. 2 冊	vol. 3 冊	小計 冊	小計 万円	万円
42. 9.13 (繰越現物)			500	0	0	500	(250)	(250)
43. 4.24 (第1回入金)	16	64	150	0	0	150	75	139
43. 4 以前より繰越残高								67
43. 8.24 「90年史 p. 165 第1銀行本郷支店預金残高								206
11.24			20	0	0	20	10	10
45. 1.26		20	100	0	0	100	50	70
5.22			12	108	0	120	60	60
46. 3. 6 }			40	70	0	110	{ 20	20
5.20 }							{ 35	35
7. 3		10.3						10.3*
11. 6			30	60	0	90	45	45
47. 5.12		24.5	30	30	25	85	42.5	67
11. 7		10	10	0	40	50	25	35
48. 3.22		3						3*
5.17			10	10	50	70	35	35
(3.31			65	245	380	690	出版会在庫数)	
6. 5		9						9
11.13			25	40	0	65	32.5	32.5
49.12. 5			40	50	50	140	70	70
50. 6.11				14	15	29	14.5	14.5
計		140.8	467	382	180	1,029	514.5	655.3

注：* 大久保書店扱い

ロ．設立より解散までの収支計算表（昭25．3—昭50．6）

1) 自昭和25年——至昭和37年末（13年間）

収　入	2,189千円
支　出	2,080
繰　越	109

（内訳　略　90年史158-159頁にあり）

2) 自昭和39．4——至昭和43．8

収　入	5,501千円
支　出	3,439
差　引	2,062

（内訳　略　90年史165頁にあり）

3) 自昭和43. 8——至昭和50. 6　　50. 6. 27

収　入　7,507千円
支　出　6,655
差　引　852（第一勧銀本郷支店預金残高 50. 6. 27）

収入内訳		支出内訳	
前期繰越	2,062千円	英文鉱産誌（vol. 2. 3）	
東亜地質図売上代金	768	買取代金	5,000千円
英文鉱産誌 〃	4,395	海外研究費補助金	170
銀行利子	110	事務費	200
旧委員会三菱丸の内		謝　礼	390
支店残高（解約）	172	会合費	457
計	7,507	香華料	90
		外国小包料金（手数料共）	205
		コピー，通信費	55
		90年史別刷印刷代	53
		雑　費	35
		計	6,655

ハ．昭和50. 7. 5　銀行預金残高を東京地学協会へ引継

上記6．12の東京地学協会との打合せ小委員会の決議により，第一銀行本郷支店預金残高852千円より85万円也を地学協会に引継ぐこととし，第一勧業銀行飯田橋支店東京地学協会口座に振込みを了した。

（委員長代理　坂本峻雄記）

別表 イ．英文鉱産誌 Vol. 1—Vol. 3 目次

Vol. 1

PREFACE

The geologist's units are often continents and oceans, centuries and millenia. Within the vast scope of geology, this book is devoted to China, Korea and Manchuria. It complements other English-language studies of Asian geology by Japanese geologists: *Geology of Japan* (1963), *Geology and Palaeontology of Southeast Asia* (volume I, 1964; volumes II and III forthcoming), and *Geologic Sheet Maps of the Far East* (1964).

This volume is derived from the formation of a committee in March, 1950, by the Tokyo Geographical Society, which had the purpose of compiling material on the geology and mineral resources of the Far East. Inaugurating a program for the preservation, compilation, and publication of such data, the committee collected articles from more than 200 specialists who had been repatriated after the war, and edited a three-volume series, *Toa Chishitsu Kosan Shi* (Geology and Mineral Resources of the Far East). One volume was devoted to each of the major areas, China, Manchuria, and Korea.

The series was published in 1952 and is now out of print. Since it was the committee's hope that the study be made accessible to Western as well as Japanese scholars, it is considered appropriate to publish an English version of the series rather than a second edition in Japanese.

The present volume consists of a selection of seventeen articles from the 1952 edition. It deals with stratigraphy, geology and mineral resources in the three areas. The remaining articles will be translated and edited for future publication.

Much of the basic research data were gathered before and during World War II. The intervening years have been ones of accelerating scientific research with the development of new tools and techniques, but since all of China and Manchuria and the northern half of the Korean Peninsula is now closed to Western—and Japanese—geologists, and since a few decades are minute in terms of geologic time, the value of the studies based on these data and included here have increased. Some articles were, of necessity, written from memory due to the desruction of data.

Publication of the Japanese and English editions was made possible by grants from the Ministry of Education and the generosity of the United States Geological Survey, which supplied the committee with topographic base maps and continued assistance in translating and editing.

The editors have striven for consistency in Romanization, particularly of place names. Some names conform to U.S. Board of Geographic Names style but no feasible way of obtaining complete consistency was available. A glossary is, however, provided.

Because of the trying conditions under which some of the articles were written, it was not always possible to include an extensive bibliography.

We would like to acknowledge with gratitude the assistance of the following staff members of the U.S. Geological Survey who, while they were stationed in Tokyo, were especially active in the promotion of the committee's work: Messrs. T. KUROSAKA, S. K. NEUSCHEL, M. E. WING, C. S. JOHNSON, Helen L. FOSTER, D. H. DOAN, G. CORWIN, and R. C. KEPFERLE.

We would also like to thank Miss Reiko FUSEJIMA who prepared the glossary and Miss Ellen LOGAN who edited the English text.

Compilation Committee for
Geology and Mineral Resources of the Far East,
Tokyo Geographical Society

Chairman: Tsutomu OGURA
Advisors: Hisakatsu YABE, Shinji YAMANE*
Members: Riuji ENDO, Ichiro HAYASAKA, Fujio HOMMA*, Takeshi ICHIMURA*, Teiichi KOBAYASHI, Tomofusa MITSUCHI, Toshiya MIYAZAWA, Hiroshi OZAKI, Takao SAKAMOTO, Konosuke SATO, Iwao TATEIWA, Toru TOMITA*, Kimio UEMURA

* deceased

CONTENTS

Preface

KOREA

Synopsis of the Geological Systems of Korea .... Iwao TATEIWA 3
Geology of South Korea .... Teiichi KOBAYASHI 25
Volcanic Geology of the Cenozoic Alkaline Petrographic Province of Eastern Asia .... Tōru TOMITA 139
On the Cenozoic Vertebrates in Korea .... Fuyuji TAKAI 203
The Yŏnch'ŏn System Containing Cyanite and Andalusite Deposits .... Takao YAMAGUCHI 209

On "Kotoite" and "Suanite" ········ Takeo WATANABE 236

MANCHURIA

A Summary of the Columnar Sections ········ Riuji ENDO 271
The Quaternary Period ········ Tokio SHIKAMA 298
Metallic Deposits ········ Tsutomu OGURA 337
On the Gold Ore Deposit of Chia-pi-kou and Lao-chin-chang ········ Hiroshi OZAKI 342
Banded Iron Ore Deposits of An-shan and Other Districts ········ Goro ASANO 357
Aluminous Shale ········ Takao SAKAMOTO 370
Nonmetallic Deposits ········ Takao SAKAMOTO 380

CHINA

Upper Paleozoic Formations of Coal Fields in North China ········ Yoshio ONUKI 395
The Huangtu Formation and the Loess of North China ········ Eigo SAKAI 438
General Review of the Coal Fields in Central and South China ·· Misaburo SHIMAKURA 464
Fluorite Deposits in the Vicinity of Hsiang-shan, Che-kiang Province ········ Zennojō IGARASHI 471
Place Names ········ 479

Vol. 2

PREFACE

The geologist's units are often continents and oceans, centuries and millenia. Within the vast scope of geology, this book is devoted to China, Korea and Manchuria. It complements other English-language studies of Asian geology by Japanese geologists: *Geology of Japan* (1963), *Geology and Palaeontology of Southeast Asia* (volume I, 1964; volumes II and III forthcoming), and *Geologic Sheet Maps of the Far East* (1964).

This volume is derived from the formation of a committee in March, 1950, by the Tokyo Geographical Society, which had the purpose of compiling material on the geology and mineral resources of the Far East. Inaugurating a program for the preservation, compilation, and publication of such data, the committee collected articles from more than 200 specialists who had been repatriated after the war, and edited a three-volume series, *Toa Chishitsu Kosan Shi* (Geology and Mineral Resources of the Far East). One volume was devoted to each of the major areas, China, Manchuria, and Korea.

The series was published in 1952 and is now out of print. Since it was the committee's hope that the study be made accessible to Western as well as Japanese scholars, it is considered appropriate to publish an English version of the series rather than a second edition in Japanese.

The present volume consists of a selection of seventeen articles from the 1952 edition. It deals with stratigraphy, geology and mineral resources in the three areas. The remaining articles will be translated and edited for future publication.

Much of the basic research data were gathered before and during World War II. The intervening years have been ones of accelerating scientific research with the development of new tools and techniques, but since all of China and Manchuria and the northern half of the Korean Peninsula is now closed to Western—and Japanese—geologists, and since a few decades are minute in terms of geologic time, the value of the studies based on these data and included here have increased. Some articles were, of necessity, written from memory due to the destruction of data.

Publication of the Japanese and English editions was made possible by grants from the

Ministry of Education and the generosity of the United States Geological Survey, which supplied the committee with topographic base maps and continued assistance in translating and editing.

The editors have striven for consistency in Romanization, particularly of place names. Some names conform to U.S. Board of Geographic Names style but no feasible way of obtaining complete consistency was available. A glossary is, however, provided.

Because of the trying conditions under which some of the articles were written, it was not always possible to include an extensive bibliography.

We would like to acknowledge with gratitude the assistance of the following staff members of the U.S. Geological Survey who, while they were stationed in Tokyo, were especially active in the promotion of the committee's work: Messrs. T. KUROSAKA, S. K. NEUSCHEL, M. E. WING, C. S. JOHNSON, Helen L. FOSTER, D. H. DOAN, G. CORWIN, and R. C. KEPFERLE.

Compilation Committee for
Geology and Mineral Resources of the Far East,
Tokyo Geographical Society

Chairman: Tsutomu OGURA
Advisors: Hisakatsu YABE*, Shinji YAMANE*
Members: Riuji ENDO*, Ichiro HAYASAKA, Fujio HOMMA*, Takeshi ICHIMURA*, Teiichi KOBAYASHI, Tomofusa MITSUCHI, Toshiya MIYAZAWA, Hiroshi OZAKI, Takao SAKAMOTO, Konosuke SATO, Iwao TATEIWA, Toru TOMITA*, Kimio UEMURA

* deceased

PREFACE TO VOLUME 2

As is stated in the preceding PREFACE, this is an English version of a three-volume series, *Toa Chishitsu Kosan Shi* (Geology and Mineral Resources of the Far East). The original three-volume series contains 260 articles in Japanese. In preparing the English version, topics considered to be of more general interest were selected. Volume 1 contains seventeen articles, and another seventeen articles have been selected for Volume 2. These articles cover fields in structural geology, stratigraphy, topography, volcanic geology, mineral deposits as well as hydrogeology in major areas of Korea, Manchuria, and North China.

These articles, like those in Volume 1, are the results of years of comprehensive or original studies by the authors who actually worked in each of the above areas. It is hoped that these articles may serve as good references in studies on geology and mineral resources of the Far East.

We would like to thank Miss Reiko FUSEJIMA who prepared the glossary and Mrs. Annik CHAMBERLAIN who edited the English text.

CONTENTS

Preface
Preface to Volume 2

KOREA

Geologic Structure of North Korea and South Manchuria ········· Teiichi KOBAYASHI 3

Cyanite-Andalusite Deposits in the So-Called Okch'ŏn (Yokusen) System ············ ······ Takao YAMAGUCHI 124
Boron Mineral Resources in Korea ······ Takeo WATANABE 132
Lithia Mica Deposits in Korea with Special Reference to Spodumene and Amblygonite ······ Hidekata SHIBATA 158
Allanite in Korea ······ Jitsutaro TAKUBO, Mitsue SAITO 169
Monazite Deposits in Korea ······ Hideo TSUDA 185
Mica ······ Chuzo KONDO 188
Supplement to "Minerals of Korea" ······ Hideo TSUDA 198
Thermal Springs and Cold Mineral Springs in Korea ······ Chuzo KONDO 241

MANCHURIA

Summary of Physiography of Manchuria ······ Riuji ENDO 263
Topography of the Liao-Tung Peninsula ······ Sadajirō TSUCHIDA 284
The Sinian System of Kuan-Tung Province ······ Susumu MATSUSHITA 316
Carboniferous and Permian Systems of Manchuria ······ Mitsuo NODA 324
Volcanoes in Manchuria ······ Tsutomu OGURA 373
Copper-bearing Contact Deposits of Hua-tung-kou, Fu Hsien, Feng-tien Province, Manchuria ······ Kamezo MATSUDA 414

CHINA

Banded Magnetite Ore Deposits and Metamorphic Rocks in the Vicinity of Yen-tou-tsun, Wu-tai-shan, Shan-hsi Province, China (with Appendix on Hematite Ore Deposits in the Vicinity of Ting-hsiang and Tung-yeh-chen) ······ Shuichi IWAO 425
Exploration of Ground Water Resources in North China ······ Nobuo KURATA 442
Place Names ······ 463

Vol. 3

PREFACE

The geologist's units are often continents and oceans, centuries and millenia. Within the vast scope of geology, this book is devoted to China, Korea and Manchuria. It complements other English-language studies of Asian geology by Japanese geologists: *Geology of Japan* (1963), *Geology and Palaeontology of Southeast Asia* (volume I, 1964; volumes II and III forthcoming), and *Geologic Sheet Maps of the Far East* (1964).

This volume is derived from the formation of a committee in March, 1950, by the Tokyo Geographical Society, which had the purpose of compiling material on the geology and mineral resources of the Far East. Inaugurating a program for the preservation, compilation, and publication of such data, the committee collected articles from more than 200 specialists who had been repatriated after the war, and edited a three-volume series, *Toa Chishitsu Kosan Shi* (Geology and Mineral Resources of the Far East). One volume was devoted to each of the major areas, China, Manchuria, and Korea.

The series was published in 1952 and is now out of print. Since it was the committee's hope that the study be made accessible to Western as well as Japanese scholars, it is considered appropriate to publish an English version of the series rather than a second edition in Japanese.

The present volume consists of a selection of seventeen articles from the 1952 edition. It deals with stratigraphy, geology and mineral resources in the three areas. The remaining articles will be translated and edited for future publication.

Much of the basic research data were gathered before and during World War II. The

intervening years have been ones of accelerating scientific research with the development of new tools and techniques, but since all of China and Manchuria and the northern half of the Korean Peninsula is now closed to Western—and Japanese—geologists, and since a few decades are minute in terms of geologic time, the value of the studies based on these data and included here have increased. Some articles were, of necessity, written from memory due to the destruction of data.

Publication of the Japanese and English editions was made possible by grants from the Ministry of Education and the generosity of the United States Geological Survey, which supplied the committee with topographic base maps and continued assistance in translating and editing.

The editors have striven for consistency in Romanization, particularly of place names. Some names conform to U.S. Board of Geographic Names style but no feasible way of obtaining complete consistency was available. A glossary is, however, provided.

Because of the trying conditions under which some of the articles were written, it was not always possible to include an extensive bibliography.

We would like to acknowledge with gratitude the assistance of the following staff members of the U.S. Geological Survey who, while they were stationed in Tokyo, were especially active in the promotion of the committee's work: Messrs. T. KUROSAKA, S. K. NEUSCHEL, M. E. WING, C. S. JOHNSON, Helen L. FOSTER, D. H. DOAN, G. CORWIN, and R. C. KEPFERLE.

Compilation Committee for
Geology and Mineral Resources of the Far East,
Tokyo Geographical Society

Chairman: Tsutomu OGURA
Advisors: Hisakatsu YABE*, Shinji YAMANE*
Members: Riuji ENDO*, Ichiro HAYASAKA, Fujio HOMMA*, Takeshi ICHIMURA*, Teiichi KOBAYASHI, Tomofusa MITSUCHI, Toshiya MIYAZAWA, Hiroshi OZAKI, Takao SAKAMOTO, Isamu KOBAYASHI, Iwao TATEIWA, Toru TOMITA*, Kimio UEMURA

* deceased

PREFACE TO VOLUME 3

The articles in Volume 3 deal with the same regions and nearly the same variety of fields in geology and mineral deposits as Volume 2. They are supposed to cover, in a general way, geologic features of cratons as well as an island arc in this part of the Far East.

Numbers of articles contained in each Volume which has been published are summarized as follows:

	Vol. 1 1967	Vol. 2 1969		Vol. 3 1971
Korea	6	9	Korea & Manchuria	12
Manchuria	7	6		
China	4	2	N. China,	4
			S. China &	1
			Taiwan	3
Total	17	17		20
Place names	1	1		1

We would like to thank Miss Reiko Fusejima who prepared the glossary and who edited the English text.

CONTENTS

Preface
Preface to Volume 3

KOREA & MANCHURIA

The Manmo Group of the Mongolian Geosyncline in Manchuria and Adjacent Areas ······ Teiichi KOBAYASHI 3
Earthquakes in Manchuria ······ Win INOUYE 70
Heavy Sand Deposis of Fergusonite and Columbite in the Kikune (Kukkun) Mine, Yŏnbaek-kun, Hwanghae-do, Korea ······ Toshiya MIYAZAWA 85
Silver-Lead-Zinc Deposits in Manchuria ······ Kamezo MATSUDA 100
Deposition and Metamorphism of Precambrian Banded Iron Ores in Manchuria ······ Takao SAKAMOTO 114
Molybdenum Deposit of the Yang-chia-chang-tzu Mine, Manchuria ······ Masashi OKUSA 130
The An-tu Antimony Mine ······ Hiroshi OZAKI 139
Vanadiferous Iron Ore Deposits in Manchuria ······ Makoto MURAOKA 143
The Geology of the Pei-piao Coal Field, South Manchuria ······ Shōichi NISHIDA 147
Hao-kang Coal Field, Sankiang Province Manchuria ······ Shigeo SAKAGUCHI 157
Magnesite Deposits in the Districts of Ta-shih-chiao and Hai-cheng, Manchuria ······ Keiji UETANI 166
Dolomite Deposits in the Districts of Ta-shih-chiao and Hai-cheng, Manchuria ······ Keiji UETANI 177

NORTH CHINA, SOUTH CHINA & TAIWAN

Survey Report on the Bain-Bokto Iron Ore Deposit in Wulanchapu Mêng, Inner Mongolia ······ Ryuichi SONOBÉ 183
Lung-yen Iron Ore Deposits and Stratigraphy of the Sinian System, North China ······ Seiichi SHOJI and Tatsuo YAMASAKI 194
North Ta-tung Coal Field ······ Yoshio ONUKI 213
Geology of the Yang-chuan Coal Field Shan-si, North China ······ Haruyoshi FUJIMOTO, K. WATANABE, N. SATO, H. SAWA, K. TACHIBANA, R. MORIKAWA and S. SUZUKI 243
Topography and Geology of Fu-chien Province ······ Kin'emon OZAKI 268
Geomorphology of Taiwan ······ Yoshirō TOMITA 283
A Summary of Geological Observations in Taiwan from 1895 to 1948 ······ Ichiro HAYASAKA 322
On the Geotectonic Development of Taiwan (Formosa) ······ Teiichi KOBAYASHI 364
Place Names ······ 385

別表ロ．東亜地質鉱産誌編集委員会年次別事業経過概要一覧表

（自昭和25年3月至昭和50年6月）

年	月	記　事
25	3	東亜地質鉱産誌編集委員会を東京地学協会内に設立（委員長　小倉勉，庶務委員　植村癸己男）
26		東亜地質鉱産誌原稿の英訳開始 文部省刊行出版助成金24万円受領
27	4	東亜地質鉱産誌(邦文) 3巻合計，1991頁刊行
28		東亜地質図1/25万分1(英文)着手，東亜地質鉱産誌編集委員会編図，USGS校正，印刷
29		同上「朝鮮」刊行
30		同上「朝鮮」刊行
31		同上「朝鮮」18枚完了 同上「満州」刊行
32		同上「満州」刊行
33		同上「満州」刊行
34		同上「満州」刊行 同上「華北」刊行
35	末	同上「満州」94枚完了 同上「華北」15枚完了 朝鮮，北満，南満，華北計127枚 USGS の好意により保管されてきた全資料を埼玉大学倉庫に移転
36		東亜地質図印刷済み分より，国内機関，大学等に寄贈及び販売を行った
37	末	同上寄贈と販売一国内官庁及び委員へ寄贈数は31セット，販売数は1400枚であつた。旧委員会経理報告90年史158～159頁
38	8 10 〃	東大出版会の販売網を利用するため同会と頒布事務について協定 埼玉大学にて東亜地質図セットの作製(委員会用13セット地学協会送り，販売用134セット出版会清瀬倉庫送り埼玉大よりバラ地質図約14,000枚外資料を溝ノ口地質調査所に移転，保管を依頼
39	2 6	東亜地質鉱産誌(邦文)　60部売切れ 新旧委員会総会　於芝公園留園 委員会　新委員長　小倉　勉 代　理　坂本峻雄 東亜地質図海外36カ国38機関へ寄贈（うち11機関は国会図書館，25機関は出版会経由，2機関委員携行
40	9	国立科学博物館の好意により東亜地質図バラその他資料を同博物館に移転した
41	5	東大出版会との間に Geology and Mineral Resources of the Far East（英文鉱産誌）の刊行について協定した委員会は編集著作権をもち出版会は出版権を保有する。委員会は本書の内容に責任をもち出版会は外人コピーエディターにより英文の訂正を行う
42	9	英文鉱産誌 vol. 1，498頁刊行500部を委員会250万円で買取り，100部は献本および宣伝配布用
43	3 8 9	科学博物館預けバラ地質図12,684枚 新委員会経理報告90年史165頁 英文鉱産誌 vol. 2 の原稿決定
44	12	英文鉱産誌 vol. 2，486頁刊行，500部を委員会買取り，献本等100部 vol. 1 に準ず
45	1 4 8	英文鉱産誌 vol. 2,486頁刊行 東亜地質図北満「雅魯」，朝鮮「済州島」売切れ欠図 英文鉱産誌 vol. 3 論文候補
46	10 10	英文鉱産誌 vol. 3，401頁刊行，500部を委員会250万円で買取り献本等100部 vol. 2 に準ず 47.1にかけ科学博物館の移転に伴い地質図外全資料の大整理
47	1 1	委員会永久保存資料（東亜地質図欠なし3セット）の保管を地質調査所長宛依頼した 東亜地質図46図幅約3000枚(バラ)とポルトガルその他4カ国より寄贈された地質図54枚を地質調査所に寄贈した
48	2 7	東亜地質図セット売切れ（昭38.10.4以後総売上数126セット） 英文鉱産誌東大出版会在庫数： vol. 1　vol. 2　vol. 3　計 65　245　380　469
49	8	英文鉱産誌 vol. 1 売切れ 出版会在庫数： vol. 1　vol. 2　vol. 3　計 0　155　330　485
50	4 6	英文鉱産誌海外拡大寄贈計画（発送数） vol. 1　vol. 2　vol. 3　計 (2)　115　274　389(2) 東大出版会へ最終残(海外委託分共)63部を寄贈 委員会解散事務に関し 6. 4　東大出版会との打合せ 6.12　東京地学協会との打合せ 6.24　解散報告のため東亜地質委員会総会 小倉委員長の東京地学協会会長へ挨拶，委員会経理，設立以来の収支計算表

刊行物有償頒布総数：

	部数	委員会収入
東亜地質鉱産誌(邦文)	60セット	27万円
東亜地質図(英文)	126 〃	504
英文鉱産誌(〃)	1,029冊	514.5
	計	1,045.5

刊行物無償頒布総数：

東亜地質図　約70セット
英文鉱産誌　770冊

東京地学協会に保存資料として預け：

東亜地質図　3セット(381図)
英文鉱産誌　3 〃 (9冊)
外　4冊

書評と紹介

田中館秀三業績刊行会編：――田中館秀三――業績と追憶．昭和50年．東京（世界文庫）．625頁

田中館秀三（1884～1951）は火山学，湖沼学，地理学をはじめ，広汎な分野において，先駆的な多くの業績を残し，また東北帝国大学理学部地理学教室の揺らん期にこれを主宰したほか種々の研究機関にあつて後進の指導に当り，多くの人材を生むなど，学界の歴史に太い足跡をとどめる先学の1人である。外国の学界との接触が広くて深いこと，内外で開かれた国際会議での活動が極めて活発であつたことなどでも，異色の存在であつた。また1918～1931年の期間に，十数編の論文や報告を本誌に寄せるなど，本誌との関係も深いものがあつた。本書はその高弟の1人，山口弥一郎が主体となり，故人の業績，記録などを明らかにするために計画された記念出版物である。

本書の内容は次の3つからなる。すなわち第1は故人の主要論文等の復刻，第2は故人の年譜及び著作目録，第3は故人の縁者，友人，門弟など，ゆかりの深い人々による追憶である。このうちで，論文等の復刻にこの部厚の書物の大半が割かれている。その点から本書は故人の論文集の色彩が強い。

復刻されたのは邦文論文3編，英文論文11編のほか，随筆風の報告7編である。邦文論文3編とは“北海道火山湖研究概報”（1925年，155頁．北海道庁嘱託として執筆），“地理学上より見たる東北地方の開拓”（1937年．放送原稿），“関東地方の人口密度の地形的分析”（1938年，本誌．16頁）である。何れも故人が特に意をそそいだ分野に関する報告であり，これら3編から故人の学問の一端がうかがわれる。

随筆風のものとしては自らの体験を語つた“南方文化施設の接収――昭南島”（1944）のほか，“独逸地理学会の思い出”（1944）をはじめ何れも海外についての随想であり，さまざまな写真も収録されていて，故人の眼を通しての往時の海外の学界，碩学の面影などを伝えている。

復刻欧文論文はすべて火山に関する研究報告であり，日本の火山活動について，内外の学会誌，国際学術会議など発表されたものが主体をなしている。欧文で書かれているためか，津屋弘逵による紙碑（1952）の復刻もここにあわせて収録されている。

次は故人に関する記録である。石川俊夫による故人の年譜は故人の人となりをよく伝え，また山口弥一郎らによる著作目録は故人の内外にわたる縦横の活躍のあとをしのばせる。なお特に人口地理学に関する研究については，上田正夫による解題がなされている。

最後の，追憶の欄には20編の寄稿が収められている。何れも短文ではあるが，本書の冒頭の山口弥一郎の序言とともに，故人の人間像，その活動等の一面をうかがわせる。

これが本書のあらましである。その主体をなす復刻の部分は，組方，版面など全く区々の邦文，欧文の写真複製であるため，頁建，割付などに若干の問題があり，そのため多少使いにくい点もあるが，それはある程度まで致し方のないことでもあろう。

本書には，いまとなつては容易には手にし得ない先駆的な論文も収録されているし，また関係資料もよく整えられている。このように本書は，単に1先学の論文集というだけではなく，学史関係の重要な資料を提供するものでもあろう。

（矢沢大二）

籠瀬良明著：自然堤防――河岸平野の事例研究――Ａ５版．306 p．写真版 24 p．図・表多数 1975年10月．東京．古今書院．価3500円

このところ地形術語を書名にした単行本の出版が目立つて多くなつてきた。河岸段丘（町田　貞著，1963），扇状地（矢沢，戸谷，貝塚編，1971），低湿地（籠瀬良明著，1972），三角州（井関弘太郎著，1972）などである。なるほど段丘論や扇状地論は地形学の分野で古くから手がけられてきたが，自然堤防となるとそれほど研究の蓄積があるとは思われない。本書の特異な点は第一に著者が地形学者ではなく，農業地理学者であることである。著者の学位論文「わが国における低位生産水田地帯

の地理学的研究」にもっとも近縁の地形が低湿地であり，自然堤防であり，研究の深化がおもむく所，その立地する地形にむいたということは理解できる。人文現象の分析から地形に関心が向くことは，地理学的手法にもとづいた場合に考えられる正当な帰趨と思われるのだが，実際にそのような経過の研究歴をもつ研究者は，不思議なほど少ない。却つて自然地理から人文地理へと考察の及ぶ研究者の例は多かつたが，昔はともかく，最近ではこの傾向さえも歓迎しない雰囲気がある。専門が細分化し，地理学者と称しながら広い見識を受け入れるのに積極的でなく，細部の専攻分野に垣根をつくつて侵されまいとする自衛のなせる業ではあるまいかと思われる程である。地理学に携わる者が，学問の熟する結果，自然，人文の両分野を能くする傾向こそ大いに期待されてよく，それでこそ真の地理学徒といえるものであろう。著者はその意味で真の地理学的分野を開拓しようとしている勇敢な学徒の一人である。ここで地形学の指向する地形と，著者の扱う地形との間に相異点があるかどうかを注目できることにも本書の出版の意義が認められよう。

この著書は副題に「河岸平野の事例研究」とあるように，各地の自然堤防に関するケース・スタディである。その事例は北海道から九州まで19か所に及び，自ら現地に赴き健脚にまかせて資料を蒐集し，これらを組み合わせた貴重な労作であることには間違いない。北海道，東北地方の事例には西別川の浮石礫自然堤防，雄物川狭さく部，最上川狭さく部，北上川一関，中田間の谷底平野及び仙台平野の自然堤防がとりあげられている。関東地方の事例には，秩父盆地荒川沿岸，荒川新扇状地，埼玉低地帯，中部地方の事例としては，新潟平野白根郷，刈谷田川，保倉川，邑知潟低地帯，矢作川沿岸平野があげられている。更に近畿地方の事例には近江盆地，六甲山麓，由良川下流谷底平野，中国，四国，九州地方の事例には江川狭さく部，四万十川下流地域，熊本平野，中津平野及び宮崎平野があげられている。

評者の平野地形のフィールド経験から，いくつか例をとりあげて感想を述べてみたい。秩父盆地の段丘面には高位の尾田蒔段丘，羊山段丘を除いて関東ロームを欠いていることは，火山給源からの位置的問題で，沖積世形成の問題でないことはすでに判明している事柄であるが，著者はそれを問題にしているようである。沖積段丘という名称の使用はあいまいであり，著者自身の立場でそれを定義することが先である。

熊谷の立地する荒川新扇状地について筆者は例証をあげながら「扇状地」と呼ぶことに疑義を示しているが，その点は評者も同感である。熊谷付近は荒川の旧自然堤防と蛇行趾に特色があり，一方地下の礫層は洪積層と解釈できることもあわせて，この種の平野地形について正確な呼び名を地形学徒から提案されて然るべきである。平野に関する地形の研究は，土地条件図の成果は蓄積されても案外にすすんでおらず，地形学徒はこの点怠慢のそしりを甘受してよかろう。荒川や利根川の自然堤防がかつての綿作地と関連のあることなど微地形と歴史的土地利用に関する指摘は，著者の独壇場である。

矢作川は河口付近の西三河平野で砂質の自然堤防が低地帯に帯広く及ぶという指摘にも評者は同感であるが，このタイプは木曽川平野すなわち濃尾平野の特徴でもある。濃尾平野のこの特色から「自然堤防帯」という用語を一般的に普及しようとする試みまであつた。矢作川が砂河川である理由は流域の花崗岩の深層風化に由来することを先ず指摘すべきであると思うが，三河山地の老年地形を原因としているのは，誤りではないとはしても，強調すべき要点が外れているように思える。そしてここでは自然堤防そのものを説明するよりは，河床低下，天井川化とか，河道両側のクイックサンド現象とか，土木工学的関連の説明におわつている。各地域の自然堤防で問題のとりあげ方が個々断片的であつて，首尾一貫したものがない。この点では著者は多角的であり，知識に貪欲であることは判るが，地理学者の悪い点を，奔放に発揮しすぎたといわれても致し方あるまい。

六甲山麓の扇状地河川の天井川に沿う微高地堆積物を「自然堤防」とする提言は一理あるようではあるが，用語の混乱を招くおそれがないであろうか。自然堤防は三角州河川に特徴的な地形であり，その堆積様式も独特である。地形学用語は成

因的分類に基礎をおいているのであるから，単なる形態的類似で，用語の適用範囲をひろげていくのには問題がある。

由良川の例は34ページを費し，もつとも力が入れられている。次に長いのは29ページの雄物川狭さく部で，他の例は10数ページないし数ページである。由良川では谷底平野の自然堤防の特質と水害との関連，集落移転の問題，縄文・弥生遺跡の発掘などに焦点があり，他の章をぬいた迫力がある。雄物川の例も谷底平野の自然堤防がとりあげられ，農業用水や土地改良へ言及し，水害との関連にも触れている。最上川の狭さく部でも水害と集落移転が扱われ，著著者の興味の焦点を知ることができる。

この書物には写真と地図がまことに豊富である。定価の割合に出版社側のサビースが行き届いている。写真は書物の前付頁に集められていて，24ページ48葉のアート版である。図については例えば新潟県白根郷の記述が8ページある中に，図は6葉もいれられという具合である。等高線間隔25 cmの1万分の1やその他3000分の1,2500分の1等大縮尺地形図を基図として微地形の作図が行なわれている。図の豊富であることは説得力を増すと共に，地方公共団体の作製した工事用，計画用の大縮尺地形図を基本的な分析資料としている著者の方法論の証左でもある。大小とりまぜて総計225図に及び本のスペースの半ばを占めているような感がある。著者は地形図判読についてすぐれた啓蒙的教育的著作「地図読解入門」があり，その経験が反復されていると思われる箇所がみられる。従つて個々の例の解釈や形成の理論についての分析的な叙述は量的には少なくなつている。むしろこの書物は図集とか，個々の事例のデータ・ブックと考えた方がよいようである。表は図に比べると1割に充たず17表で，その半分の8表は8節の「埼玉県低地帯の自然堤防の綿作，藍作，陸田」に集中している。ここではいずれも土地利用面積に関する表である。図の殆んどは平面図にあることを合わせると，この書物は記載的であり定性的であり，定量的，分析的とは云い難い。

個々の例をあげることが，基準的事項についての解説であり，相互の比較研究であつても欲しいが，問題点の指摘にとどまつている記述が多い。日本の自然堤防の理論や一般性が帰納的に抽出されるか，あるいは自然堤防の性質や形成過程，人文との関係などについての演繹的な説明であつて欲しい。しかし，これらの一般論は著著の意図では，すべて後輩に託されてしまつたように見うけられる。

著者自身も終章で述べているように，狭さく部谷底平野の自然堤防，旧自然堤防(いわゆる段丘上のもの）と各種自然堤防の水害危険度への関心をあげている。判明した地形学的，科学的事項の記載が体験的，感想的であり過ぎる。これだけの多数例からは帰納的法則が得られる筈である。「模索」や「迷い」という結語に代る部分にいくつかの事項が指摘されているが，著者は自己に正直すぎるのであろうか。地質区との関連や自然堤防の分類の系統化など，結論となるべき魅力的課題が単なる提言で終わつている。それにしても当分の間は平野地形の資料的文献としての価値を損なうものではない。更に著者に地形地理学の本格的なまとめを期待したいものである。（式　正英）

協会記事

理事会（昭和51年1月16日）

出席者：坪井会長）保柳副会長，岩生，尾崎，川上，西川，矢沢理事，山内監事

議　事：

1. 正会員の入会申込を次の通り受理した。
   大町　北一郎
2. 正会員の退会申込を次の通り受理した。
   篠山昌市
3. 賛助会費について
   賛助会費は昭和49年度通常総会で最低1ケ年10,000円を希望することが決議されてあり，また1会員当りの地学雑誌発行の年間経費も6,000円以上になっているので，10,000円未満の会費納入者7社に対し，最低1ケ年10,000円にして欲しい旨の依頼文書を送ることとした。
4. 東京地学協会の今後のあり方を検討する委員会のメンバーについて第2回評議員会で推せん方を依頼したが期限までには1名の推せんとなかった。検討の結果副会長と庶務，会計担当理事とで次の理事会までに原案をつくることになった。
5. その他
   1，総会までの日程につき事務局案が原則的に承認された。

編集委員会（昭和51年1有23日）

出席者：矢沢委員長，安斉，井上，河村，神戸，式，諏訪，高崎，前島，前田各委員

議　事：地学雑誌第85巻3号の編集について審議された。

編集委員会（昭和51年2月23日）

出席者：矢沢委員長，安斉，井上，川上，神戸，式，諏訪，高崎，前島，前田各委員

議　事：地学雑誌第85巻3号以降の編集について審議された。

□　　□

お願い　Vol. 84，No. 6の口絵写真は編集上の手違いで誤まって印刷したため，今号に正しいものを挿入したので，さしかえて下さい。

地学雑誌 第811号　昭和51年2月20日印刷　昭和51年2月25日発行

編集兼発行者　矢沢大二

印刷所　一ツ橋印刷株式会社　東京都品川区上大崎3-12-15

発行所　社団法人 東京地学協会　東京都千代田区二番町12の2　郵便番号102　電話東京（261）0809番　振替口座東京66278番



Roseg および Tschierva 氷河の後退

空中写真　Tschierva 氷河の氷舌（1971年9月2日スイス連邦地形測量局撮影．縮尺約1万9千分1）



スイスアルプス東部，Roseg および Tschierva 氷河付近の地形図．スイス連邦地形測量局 1964年発行(ただし氷河については1955年の状態を示している〔M 1955‥‥本文参照〕．原縮尺1：25,000を1：50,000に縮小した。

地域内の最高峯 Piz Bernina (4,049 m) は，図の右端中央やや下方にあり，注記が切れ，標高だけが表示されている．

(金窪敏知)

東京地学協会取扱い出版物

$\frac{1}{5万}$ 地質図説明書付き(除△印)

各 460円
〒 400円

上松
今治西部
伊予三崎
岩館
渡島小島
飫肥
蟹田
串本
小清水
小泊
垂水
妻籠
都井岬
西方
八丈島
春立
東茂住
敏音知
幌加内
本岐
神子元島
三日市
焼尻島
湯本
吉野山
飯田
伊万里
岩内
羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦
襟裳岬
遠別
大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島
海南
蝋ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島
霧島山
北見
鞍岡
甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森
佐用
猿留
塩尻
志布志
城端
周帆
須坂
砂川
諏訪
川内
鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良
近川
智頭
月形
土淵
都農
当別
動木
苫前
富高
富山
那智
男体山
仁位
西徳富
沼田
根雨
鮫崎
羽島
初浦
羽幌
浜益
美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島
深浦
船津
幌泉
母衣月
三島
三田井
三厩
森吉山
門別
焼石岳
米子
呼子
陸中野田
留萌
涌谷
若柳

各 600円
〒 400円

赤穂
阿寒湖
秋葉山
足尾
厚田
阿仁合
網走
虻田
荒島岳

各 890円
〒 450円

大屋市場
草津
五所川原
田老
津山東部
徳舜瞥
人首
妹背牛
△横川

850円 〒400円
山形市北部地質図

各 1,390円
〒 450円

磯浜
岩沼
魚津
臼杵
川尻
金華山
熊石
久遠
五城目
竹貫
那珂湊
陸奥川内
米内沢

各 1,510円
〒 450円

大樹
飛騨古川

各 2,390円
〒 450円

蓼科山
浜松

各 〒 450円

赤崎・大山	1組	600円
芦辺・勝本・郷ノ浦	〃	600円
大槌・霞露岳	〃	600円
大間・佐井	1組	600円
阿田和・新宮	1組	890円
伊予高山・八幡浜	〃	890円
掛塚・見付	〃	890円
邑知潟・虻ガ島	〃	890円

東京地学協会取扱い出版物

地質調査所報告

番号	名称	定価
258	地震探鉱反射法の研究	500
260	兵庫県西播地域工業用水源地域調査報告	470
261	山形県における天然ガス地化学調査報告	500
262	秋田県小坂鉱山の母岩の変質	450
264	火薬爆発によって生ずる弾性振動および反射波の実験的研究	450
265	北海道の[illegible]鉱床	550
268	宮崎県の[illegible]における天然ガス調査報告書	450
276	北海道のクローム鉱床	400
282	地震探鉱における[illegible]発破と多孔爆発法の研究	370
284	弾性波パルスの伝播に関する研究	400
285	上総[illegible]における数理[illegible]と[illegible]	460
286	八幡[illegible]の地球化学	620
288	[illegible]の天然放射能によるガンマ線強度分布について	400
289	青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について	350
290	日本におけるウランの産状 I	1,300
291	北信[illegible]地域第三系の[illegible]虫の研究	1,000
293	北海道中部地域の炭田ガスについて	470
294	天草下島[illegible]有孔虫類	470
297	北海道中軸帯[illegible]の堆積について	800
299	硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究	420
300	本邦クロム鉱床の成因的研究	580
221	北海道の鉄資源	550
223	北海道[illegible]のピラノ・と含マンガン赤鉄鉱鉱床	470
226	イラン国北西部のアングラン鉱山	430
235	北西九州古第三紀砂岩中のジルコン—ざくろ石—電気石がもつ地質学的意義	500
248	西南日本内帯の"夜久野複合岩体"中の変はんれい岩とその関連岩類	700
254	爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究	950
255	異なった三つの環境下における現世海底堆積物中の重鉱物組成	900
257	北西九州の地質構造 長崎三角地域にまつわる問題	950
特別号 (C)	ゲルマニウム資源について	330
特別号 (5)	爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造	1,050
	日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950)	200 〒350

第21回太平洋学術会議組織委員会編集
Japan Guide Book for the Congress Tours
頒布価格1部 700円 〒350

地質調査所月報 毎月発行, 1ヵ年 (昭, 51年)14,400円

地学雑誌 隔月発行, 1ヵ年 8,100円

備考 ご注文はすべて前金, 正会員は定価の1割引。

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 85, No. 2 (812), 1976

目　　次

論説・報告

小泉武栄：レバノン山脈の気候地形 ……………………………… (1)

新藤静夫：南関東地域の地下水利用と地盤沈下 ……………………………… (15)

短報・資料

松田磐余・田村俊和・望月利男・国井隆弘：1975年4月21日大分県中部の
地震にみられた断層活動に関連させ得る現象 ……………………………… (45)

兼平慶一郎：南・東アジアの構造地質図編集者会議と鉱床生成図作製の準備 ……………… (51)

書評と紹介

国立公園協会：本州四国連絡架橋に伴う周辺地域の自然環境保全の
ための調査報告書（式　正英） ……………………………… (55)

協会記事 ……………………………… (56)

口　　絵　南極ビクトリアランドのドライ・バレー（倉沢　一）

CONTENTS

Climatic Geomorphology of Lebanese
High Mountains ……………………………… Takeei KOIZUMI (1)

Groundwater Utilization and Landsubsidence
in the Southern Kanto District
……………………………… Shizuo SHINDOU (15)

Some Evidences of Faulting Associated
with the Earthquake of April 21,
1975 in the Central Part of
Oita Prefecture ……………………………… Iware MATSUDA,
Toshikazu TAMURA, Toshio MOCHIZUKI and Takahiro KUNII (45)

Meeting of the Editorial Committee of Tectonic Map and
the Preparation of Metallogenic Map of
South and East Asia ……………………………… Keiichiro KANEHIRA (51)

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

[illegible]

[illegible]

[illegible]	[illegible]	820
[illegible]	[illegible]	820
[illegible]	[illegible]	820
[illegible]	[illegible]	3,420
[illegible]	[illegible]	〒750
[illegible]	[illegible]	1,510
[illegible]	[illegible]	820
[illegible] X	[illegible]	2,140
[illegible]	[illegible]	1,510

日本水理地質図 [illegible]	[illegible] および[illegible]流域	650
日本水理地質図 [illegible]	[illegible]・[illegible]・[illegible]流域	650
日本水理地質図 [illegible]	愛媛県[illegible]・[illegible]・[illegible]・重信川流域	650
日本水理地質図 [illegible]	[illegible]	650
日本水理地質図 [illegible]	奈良県大和川流域	650
日本水理地質図(X)	関東平野北西部	650
日本水理地質図 [illegible]	長野県松本盆地	650
日本水理地質図 [illegible]	兵庫県南西部	840
日本水理地質図(XIII)	佐賀・福岡県筑後川中流域	840
日本水理地質図(XV)	[illegible]盆地	840
日本水理地質図(XVI)	仙台湾臨海地域	840
日本水理地質図(XVII)	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	840
日本水理地質図(XVIII)	福岡・大分山国川および駅館川流域	840
日本水理地質図(XIX)	熊本県白川および黒川流域	840
日本水理地質図(XX)	鳥取県日野川流域	840
日本水理地質図(XXI)	福岡県矢部川中流域	840
日本水理地質図(XXII)	山梨・長野県釜無川上流域	1,110
日本水理地質図(XXIII)	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,390
日本水理地質図(XXIV)	長野県千曲川中流域	1,390
日本水理地質図(XXV)	島原半島	1,630

空中磁気図(I)	酒田-村上-弥彦-糸魚川海域	1,030 〒450
空中磁気図(II)	稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域	1,030 〒450
空中磁気図(VIII. IX. X)	厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域	1,030 〒450
空中磁気図(XI. XII)	輪島-福井-陸奥-尻屋崎-八戸-宮古-気仙沼-花巻海域	1,280 〒450

地質図幅目録図(昭，50年版)	620 〒200

[illegible]	[illegible]	[illegible]
1/200万	[illegible]	[illegible]
1/200万	[illegible]	750
1/200万	日本[illegible]	1,390
1/200万	日本[illegible]	890
1/200万	日本[illegible]	720
1/200万	日本[illegible]	940
1/ 20万	[illegible]	2,100
1/ [illegible]万	[illegible]	1,280
1/ [illegible]万	[illegible]	1,000
1/2万5千	[illegible]	1,000
1/2万5千	[illegible]	830
1/2万5千	男[illegible]	830
1/ 10万	[illegible]	1,240
1/ [illegible]万	[illegible]	1,580
1/ [illegible]万	海[illegible] [illegible]周辺海域海底[illegible]	1,850
	日本[illegible]一覧	930
1/ 20万	海洋地質図 II. 対馬五島海域表層地質図	1,[illegible]
1/ [illegible]万	地質編年図 No. 16 1 絶対年代図	650
1/ 10万	中京高周辺地域の地質	2,500
1/ 500万	An Outline of the Geology of Japan	1,030

北海道金属・非金属鉱床総覧 I	610
北海道金属・非金属鉱床総覧 II	590
北海道金属・非金属鉱床総覧 III	560
北海道金属・非金属鉱床総覧 IV	1,490



写真 1　南極ビクトリアランドのドライバレー，Wright 谷で基盤片麻岩を貫く岩脈群と，それらを切って水平方向に迸入した Ferrar dolerite sill.



写真 2 南極ビクトリアランドのドライ・バレー，Taylor 谷西方地域の氷河と黒いバンドの Ferrar dolerite sill.（ヘリコプターから）

南極ビクトリアランドのドライ・バレー

南極ビクトリアランドに氷のないドライ・バレー（Dry Valley）がある。ここは南極では珍らしい露岩地域で，色々な地質現象がみられる。先カンブリア紀の片麻岩を貫いて無数の岩脈群がほぼ垂直に走つている。岩脈はいくらか傾斜をもつているので，写真1では蛇行しているようにみえる。岩石はランプロファイヤーがおもで，安山岩質である。岩脈は谷を横切り，大きな波のりのような調子で歩いた。

これらの岩脈などを，水平に Ferrar dolerite の sill が切つている。Wright 谷を西方へ，ヘリコプターで飛んで，眼前のやや紫がかつた黒いバンドに驚ろかされた。写真2ではその sill の厚さは300 m はあろう。岩石はかんらん石粗粒玄武岩で，その性質からは，高アルカリ・ソレアイトと呼べる。ストロンチウム同位体組成（$^{87}Sr/^{86}Sr$）などからは，オーストラリアのタスマニアのものと同じ系統とされ，ゴンドワナ大陸→大陸移動説の証拠となつている。

ドライ・バレー奥地は氷河が流れている。流れていつても年に10～50 m の移動量である。氷河に削られた雄大な南極横断山脈の断面。1億数千万年前に活動した莫大なマグマが，どのようにして地中を移動して行つたか。そのメカニズムとエネルギーを思い，興奮していた。（昭和50年1月，Dry Valley Drilling Project に参加して，倉沢 --）

地学雑誌 85, 2 (1976)

レバノン山脈の気候地形

小 泉 武 栄*

Climatic Geomorphology of Lebanese High Mountains

Takeei KOIZUMI

Abstract

Lebanese Mountains running along the eastern coast of Mediterranean Sea are about 3000 m high and consist of jurasic and cretaceous limestones. Several geomorphological phenomena derived from lithology and climatic conditions develop in these mountains.

Several undulated erosional surfaces which are strikingly contrast of deep valleys with high cliffs are well reserved. The limestone composing the Mountains is weak enough to be cut into deeply by water erosion but it resists to mechanical weathering, so the erosion is restricted only along the streams and the slopes and erosional surfaces are apt to be reserved.

At the head of the streams there are great cirque-like landforms, represented with "Cirque de Cedres" and have been regarded as glacial cirques by several authors. These landforms, however, are also ones derived from lithology and it is impossible to think them glacial cirques. These landforms seem to have been created by the landslides occured frequently under the different climatic conditions in the past.

Small hollows, distributing generally on the erosional surfaces above 2000 m high, have been often considered as nivation hollows. But these hollows seem to be karst landforms and their distribution is controlled with the underground water system. Therefore it is not correct to relate these hollows with firns.

Patterned grounds develop widely on the gentle slopes in the alpine zone of Lebanese Mts. For the formation of these landforms intensive destruction of bedrocks and productions of gravels and small particles are needed at first. The grain size composition under the present climate is favourable to the formation of patterned grounds.

In this Mountain tree limit altitude is estimated to about 2500 m high, though it is not clear at the present time. *Astragalus* and perrenial herbs (*Vicia canescene*) distribute instead of trees. Judging from this, the lower periglacial limit is estimated to have been at 2600–2700 m high. On the area above this lime debris production and movement were vivid, and the area below this line soil formation was predominant and patterned grounds occur only as extrazonal phenomena here.

Periglacial deposits belong Riss and Würm ice ages are observed around Qornet es

* 東京大学大学院理学系研究科地理学専門課程
Graduate School, Department of Geography, Faculty of Science, University of Tokyo.

Saouda and other places. These old deposits are consolidated. Riss deposits are coarser than Würm deposits. And both deposits are coarser than the deposits on the present slopes.

はじめに

地中海の東岸に位置するレバノンは，岐阜県とほぼ同じ程度の面積しかないが，国内に 3,000 m を越える高山をもつ山国である，この国の地形については，フランス，ドイツを中心とするヨーロッパ諸国の学者によつて，主として気候地形学的側面から研究されてきたが[1]，最近では，地形学者と先史学者の共同研究もさかんに行なわれるようになり，この地域は西アジアの洪積世の気候や地形の変化を論ずる際，落とすことのできない地域の1つとなつている。

一方，この国は気候帯こそ異なるが，西南日本とほぼ同緯度に位置しており，このことからここの山地での地形研究は，日本の高山との比較の上でさまざまの興味深い事例を提供している。また，最近では，構造地質学の分野でも注目される地域の1つとなつており，新しい造山帯であるという点からも，我々には興味深い地域である。

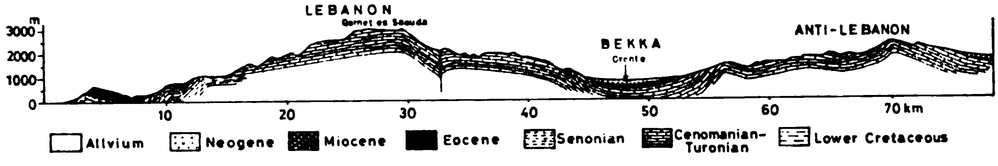
筆者は1974年，第五次東京大学西アジア洪積世人類遺跡調査団の一員としてこの国を訪れ，この地域の地形と自然環境の変遷に関する研究に従事した。筆者の調査はレバノン山脈の高山帯における気候地形学的観察を主としており，課題に必ずしも全面的には答えるものではないが，若干新しいデータも得られたので報告する次第である。



第1図　レバノンの地形と馬蹄状地形の分布

I. 調査地域の概観

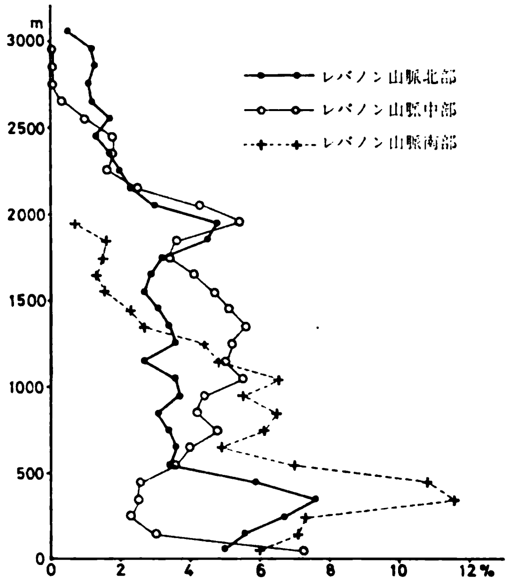
レバノンは，地中海沿いの狭い海岸平野の部分を除くと，海岸線とほぼ平行して NNE-SSW 方向に走る，3つの地形単元から成り立つている。西のレバノン山脈，東のシリアとの国境をなすアンティレバノン山脈および両山脈の間を走るベッカ盆地である。このうち，レバノン山脈は長さ約 165 km，幅約 20 km，高さ約2,000～3,000 m の高原状の山地であり，これと並走するアンティレバノン山脈は，規模ではレバノン山脈にやや劣り，高度も 2,300～2,600 m と低下するが，南端は 2,800 m のヘルモン山に連なる。いずれも日本アルプス程度の規模と考えてよい。この両山脈にはさまれるベッカ盆地は，幅10～20 km の細長い盆地で，紅海から死海地溝に続く大地溝



第２図　レバノン山脈，アンティレバノン山脈の地断面図（de VAUMAS による）

帯の北端に相当している。

地質学的には，レバノン，アンティレバノンの両山脈は，ジュラ紀～白亜紀の石灰岩からなつており，第２図[2]に示したような背斜構造をなしている。この背斜構造をつくつた構造運動は，中新世に始まつたと考えられているが[3]，その後，この背斜構造を切つて，侵食小起伏面が形成された。この侵食小起伏面のなごりは，現在，レバノン山脈各地にみられ，標高2,800～2,900 m，2,500 m 付近，2,000 m 付近，800～1,200 m 付近および 400 m 付近に平坦な面が存在する。これらの面は高度頻度曲線（第３図）や SUZUKI (1971)[4]の作製した切峰面図によく表われている。



第３図　レバノン山脈の高度頻度曲線

ところで，面の配列をみると，高位の面ほど東よりに分布しており，面と面との境界は一般に直線状で，山脈の走る方向にほぼ一致している。したがつて，レバノン山脈は主稜線が著しく東に偏り，急な東斜面と緩かな階段状の地中海斜面とから成つているわけである。これらの事実は，かつて一続きだつた侵食小起伏面が，差別的に隆起して数段の面となつた可能性を示唆するものであるが，これについての詳しい研究はまだ行なわれていない。

一方，ベッカ盆地は向斜部に相当しているが，両山脈との境界は，落差1,000～2,000 m に達する正断層崖で境されている。盆地底には数 100 m に達する第四系が確認されており[5]，第四紀における相対的な盆地の沈降・山脈の隆起を示している。また，レバノン山脈周辺では，トリポリの東北部など数箇所で玄武岩の流出がみられ，その時期は鮮新—洪積世境界ごろと洪積世末に集中していて，後者は第四紀に入つてからの断裂運動を示していると考えられる。

レバノンは気候的には，夏季の乾燥と冬季の湿潤を特色とする，地中海式気候区に属している。降水量は地中海沿岸で800～1,000 mm 程度で，レバノン山脈主稜部に向かつて増加し，最高で1,400～1,800 mm に達する。主稜線を越えると降水量は急激に減少し，ベッカ盆地では400～800 mm 程度，アンティレバノン山脈では200～600 mm 程度落ちこむ。この降水量は大部分が雪の形で冬季に集中して降る。とくに主稜部は，11月から５月にかけて雪におおわれ，局地的には９月ごろまで，雪田の形で雪が残る。

II.　レバノン山脈の山地地形の特色

レバノン山脈の山地地形の最も目立つ特色は，深い谷と平坦な河間地域の著しい対照である。レバノンでは海岸のすぐそばまで山地が迫っているが，この山地を深く切り込んで両側に高さ数 100 m に達する絶

壁をもつた峡谷が生じている。このような峡谷は Nahr[6] Ibrahim など，主要な河川に沿つて典型的にみられる。峡谷底の河床堆積物は乏しく，一般に基盤が露出している。

これらの峡谷を上流へたどつていくと，標高 1,400〜1,800 m 付近で泉に到達し，峡谷はそこで途切れてしまう。この部分をみると，平坦な面に切りこんで突然深い峡谷が始まつており，日本の山地のように，多数の支流が合流して，しだいに大きい河川になつていくのを見慣れている目には，いささか奇異な感じがする。レバノン山脈では，水流は深い谷の底に限られており，一般に水利条件は悪いが，この泉の部分は水がたやすく得られ，可耕面積も広いので，山中にもかかわらず，Bcharre や Faraiya を始めとして，かなり大きな集落が成立している。これらのレバノン山脈中の都市や集落は，歴史的には，7〜8世紀ごろ，イスラム教徒に追われて山中へ逃れた原始キリスト教徒が，その基を築いたといわれている。

ところで，深い谷と谷の間には，平坦ないし小起伏の河間地域が細長くのびている。レバノン山脈中の中小の集落は，ほとんどがこの上に立地したものである。主要な道路も，主としてこの河間地域を走り，眼下に深い峡谷を見下すと，しばしば恐怖する感じさせられる。このような河間地域には2系統のものが存在する。1つは先に述べた侵食小起伏面である。しかし，一般にみられるものは，この侵食小起伏面を盆状に削りこんだもので，主要河川沿いに連続してみられ，現在の峡谷が形成される前に広い谷をつくつていたようである。面上に堆積物が見出されないことから，これらの面は侵食段丘面であると考えられるが，この侵食面は下流へたどつていくと，400 m の侵食小起伏面に連なるようにみえる。すなわち，河川が現在のように下刻を始める前には，400 m 面が侵食基準面になつていたようにみえる。

ここで1つ注意しなければならないことは，この侵食段丘面を切つて生じた峡谷沿いに，河岸段丘がみられないことである。海岸付近にみられる61段の海成段丘[7]は，内陸部には連続しない。このような河岸段丘の欠除は，400 m 面形成後，レバノン山脈が新たに隆起を始め，その結果，急激な下刻が継続しておこつて，段丘面をつくるような河床の安定期が生じなかつたためと考えられる。

河川沿いの侵食面を上流へたどると，泉の背後にある巨大な馬蹄状の地形に到達する。第1図に示したように，主要な河川の谷頭部にはほぼ例外なくこの地形が発達し，北から Ceder 付近，Faraiya 付近，Beskinta 付近，Hammamna 付近等に典型的なものがみられる。いずれも，幅3〜6 km 程度，比高数100 m の巨大な半円形状の口を西に向けている。侵食小起伏面との関係をみると，Ceder のもののみ最高位の面に食いこんでおり，その他のものはより下位の面に生じている。

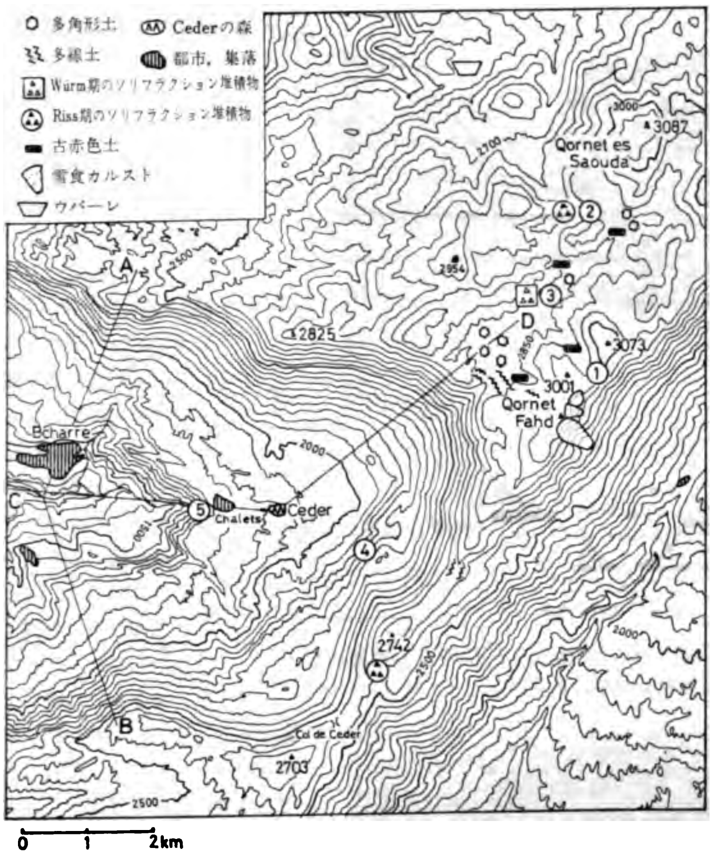
III. Ceder の馬蹄状地形

レバノン山脈の地形を特徴づける，このような巨大な馬蹄状地形の成因については，相対立する2つの説が出されている。1つは KAISER (1963)[8]による氷食説で，この説によれば，この馬蹄状の地形は氷食圏谷であり，圏谷底の部分にはモレーンやルンドヘッカーが認められるという。KAISER はさらに，レバノン山脈には2回の氷食作用が認められるとし，Baharre や Faraiya まで氷河が達したことがあると主張した。

これに対し，KLAER (1962)[9]や MESSERLI (1966)[1]，BESANÇON, DRESEN et TRICART (1973)[1]らは，下部白亜紀石灰岩が崩壊や水含みの土石流的なマスムーブメントによつて差別的に侵食されて，馬蹄状の地形が形成されたと主張している。

筆者はこのような馬蹄状の地形のうち，最も大きく，典型的な Ceder のものについて実地に観察することができたので，以下それについてのべる。

まず，平面形は第4図に示した通りである。第4図の北半部および，南西部に残された小起伏面が，スプーン状にえぐられており，比高約 800 m に及ぶ急な斜面が形成されている（写真1）。この長大な斜面は，冬には格好のスキー場として利用されている。馬蹄状の地形の底の部分をみると，Ceder ののる，1,800〜2,000 m の平坦な部分と，Bcharre ののる 1,400 m 程度のより低い平坦部とが認められる。この



第4図　Ceder の馬蹄状地形および山頂部の微地形の分布

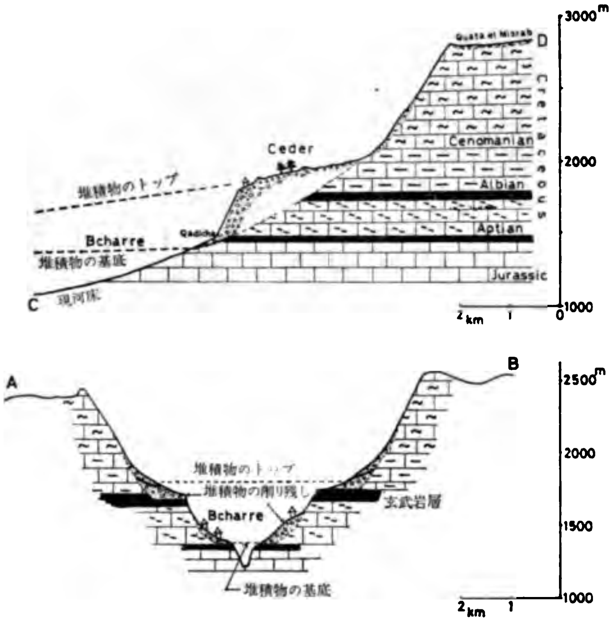
うち，下位の面は前記の400 m 面に連続する侵食面の一部を構成するもので，たまたま，硬岩層である玄武岩層の位置に一致している。これに対し，上位の面は，厚さ最大400 m にも達する堆積物からなる堆積面で，堆積物の基底は，Bcharre ののる面である。

地質断面図（第5図）に示したように，Bcharre ののる侵食面，すなわち，広い盆状の谷の形成後，背後から大量の岩屑の供給があり，盆状の谷は，現在の堆積面のレベルまで埋積された。この分厚い堆積物は，下流部では見出されず，堆積のおこつたのは，谷頭付近に限られていたようである。堆積物は全体に粘土質であるが，径10 m もあるような岩塊も含み，層理も認められることから，BESANÇON らの主張するように，崩壊などのマスムーブメントのくり返しによつて生じたものと考えられる。巨大な馬蹄状の地形の斜面は，堆積の進行に伴つて後退したに違いない。



写真1　Cederの馬蹄状地形の斜面

この埋積の後，岩屑の供給は，馬蹄状の地形の内部に岩屑斜面や小扇状地をつくる程度に激減し，堆積物



第５図　Ceder および Bcharre 付近の地質断面図
（断面線の位置は第４図に示す）



写真２　Ceder ののる面をつくる堆積物．背後は馬蹄状地形の斜面．手前は Bcharre ののる面に続く平坦面．

は再び下方から侵食をうけて，かつての谷が掘り出された。Bcharre ののっている部分や肩の部分にある礫層は，かつて堆積物の削り残しである[10]。そして現在，この掘り出された盆状の谷の底をさらに深くえぐつて，V字型の峡谷が形成されているのである。現在，峡谷をつくる下刻は Qadicha の洞窟（鍾乳洞）（第４図の⑤地点）まで達しているが，盆状の谷の掘り出しもちようどこの部分まで到達しており，そこには比高400 m にも達する急崖が形成されている（写真２）。

一方，馬蹄状の地形の斜面の部分は，全体にのつぺりして出入りに乏しく，縦断面形は斜面のどの部分をとつてもほぼ同一で，わずかに凹形を示し，氷河作用に起因すると考えられるような凹みはみられない。傾斜も圏谷壁と考えるには緩かすぎる。また，斜面は一般に岩屑におおわれて露岩地に乏しく，圏谷壁と考えるには不都合であり，露岩の部分でも氷食の証拠を見出すことはできない。したがつて地形からみる限り，氷食作用の痕跡は認められない。馬蹄状の地形が全て稜線の西側に分布し，東側にこれに見合うものが存在しないのも，氷食説には不利である。

これらの事実から判断すると，馬蹄状の地形および２段の平坦面は，氷河作用とは直接関係がないようである。KAISER がモレーンとした小丘群やルンドヘッカーとしたでつぱりは，堆積面をつくる堆積物の表層部が固結し，それが小さい流れによつて刻まれて小丘となつたもので，モレーンなどではないらしい。これらの小丘をつくる堆積物は，溶食と再固結によつて，ごつごつとした穴だらけの硬い岩となつてしまつており，しばしば厚い赤色土をのせている。したがつて，堆積物の起源はかなり古くさかのぼる可能性がある。ただ，膨大な堆積物の供給された時期，そのときの気候条件，崩壊等が頻発した理由およびそれが現在起こり得ない理由等については，今のところ不明であり，馬蹄状の地形が氷食圏谷でないことがはつきりしただけで，膨大な堆積物が氷期に供給された可能性を否定するものではない。これらの点の検討は，今後の研究にまちたい。

Ceder 以外の馬蹄状の地形についても，同様の堆積物が観察されており，Ceder の場合と似たような地形発達が行なわれたようである。氷食の可能性については，すでに指摘されているように[11]，涵養域に

比較して圏谷が大きすぎるということもあり，Ceder の場合と同様，可能性は小さいといえる。

なお，Ceder ののる堆積面の中央部には，地名のもとになつた *Ceder*（レバノン杉）の林が残されている(写真3)。*Ceder* の木は，エジプトのピラミッドの中に納められている棺や，ローマの軍船に使われたことで有名である。かつてはレバノン山脈を広くおおつていて，レバノンの国旗にも描かれているこの木も，フェニキア以前からといわれる長年月にわたる伐採により，現在では，ここのほか Jabal[12] Barouk などわずか数箇所に残されるだけになつてしまい[13]，すべて天然記念物に指定されている[14]。*Ceder* の林をつくる木は，いずれも直径1m程度に達する大木で，枝を大きく広げ，美しくりつぱである[15]。



写真 3 *Ceder*（レバノン杉）の木

IV. 山頂部の小窪地について

Ceder の馬蹄状の地形の斜面を登りつめると，最高位の侵食小起伏面となる。ここには前輪廻性の谷がみられるほか，流出河川をもたない内陸地域も生じている。植生は2,000m 付近から急激に減少し，露岩地や岩屑斜面が卓越する。小起伏面上では *Astragalus* 属のトゲの多いクッション植物（写真4）と *Vicia canescens*（マメ科，ソラマメの類の多年生草本）が卓越し，主として北および西向き斜面に生育している。

侵食小起伏面上の斜面は一般に出入のに乏しく，谷密度も小さいが，このような特性は，小起伏面上であるということに加え，本地域の地質に原因が求められるようである。本地域の石灰岩は多孔質で水を浸透させやすく，また，降水は積雪の形で冬季に集中し，融雪水は徐々に地下へ浸透するから，表流水の生ずるのはごく短い期間に限られてしまう。その結果，支谷は発達しにくくなり，山ひだに乏しい，のつぺりした斜面ができあがつたと考えられるのである。斜面は一部の露岩地を除いて，ほぼ岩屑におおわれるが，これらの移動は主に，凍結融解によるマスムーブメントとごく限られた期間の表面流出によつているようである。



写真 4 *Astragalus* 属のクッション植物

こうして，地下に浸透した水は集中して水脈をなし，すでに述べたように，いくつかの場所で泉となつて湧出する。しかるに山脈の主稜部をつくる白亜紀層がわずかに西へ傾いているため，山頂部分で浸透した地下水は大部分が地中海側へ流下する。泉や主要河川はほとんどが地中海側へ生じており，前述の馬蹄状地形も地中海側に分布が偏つているが，これはこのような地下水の動きに密接に関連しているとみてよいであろう。なお，泉から下流では，常時水のある本流の部分が下刻の進むのに対し，谷壁の部分は上記の斜面と同じ理由でなかなか後退しないから，必然的に急な谷壁をもつ峡谷が形成されると考えられる。

ところで，この侵食小起伏面上には斜面，平坦地を問わず，多数の小窪地がみられる。このような小窪地にはこの地域に限られず，レバノン山脈の2,000m を越える平坦な山稜上は，ごく普通に無数にみられ，一般的なものは写真5に示したように，円形あるいは楕円形で，深さ1～5m 程度のすりばち型の凹



写真 5　Qornet Fahd 付近の小窪地．左手に新しい陥没がみえる．手前の植物は黒いのが *Astragalus*，もう 1 つはマメ科草本．1974年 8 月 9 日撮映．

みである。この小地形について鈴木・福田 (1971)[16]は，残雪下部からの触雪水が石灰岩中に浸透することによつて形成された，nivation hollow であると考えている。鈴木らによれば，小窪地の分布は東，東南，南の風下斜面に片寄つており，このことからも積雪分布が小窪地の形成と密接に関連していることがわかるという。

このような小窪地を snow patch あるいは firn に結びつけて考える考え方は，この他にも KLAER (1957)[1]などにみられるが，とくに KAISER (1963)[8]はこの小窪地と氷期の firn とを結びつけ，レバノン山脈の平坦な山稜上に plateau glacier が存在したと主張した。

しかし，上記のような小窪地を nivation hollow とする考えには若干疑問がある。内部に残雪のつまつている小窪地は確かに存在し，この場合，融雪水が小窪地の拡大に関与していることは確かである。しかし，筆者が 7 月下旬～ 8 月上旬に観察したときは，雪のつまつた小窪地は標高2,800～3,000 m の Qornet es Saouda 付近でもまれにしか存在せず，標高2,000～2,100 m 程度の Jabal Kesrouane では全く見られなかつた。また，鈴木らは東あるいは南斜面に小窪地が多いと主張しているが，小窪地は平坦な部分にも多数分布しており，そこでは nivation hollow を生じさせるような，積雪の不均一な分布が生ずるとは考えにくい。したがつて小窪地内に雪が残るのはむしろ，小窪地の存在が原因になつていると考えた方がよさそうである。

さらに鈴木らの説では小窪地形成の初期条件が説明できないように思われる。この山地には小窪地の萌芽とでもいうべき，径数10 cm，深さ10～20 cm のごく小さい凹みも多数みられ，これらが次第に大きな窪地に発達していくと考えられるが，このような小さな凹地は，積雪の不均一分布とは全く関係なく生じている。

ここで小窪地の分布を改めて検討してみると，小窪地が単独で存在している場合はまれであり，いくつかの小窪地が線状に連なつていることに気がつく。線状の連なりは主として，斜面上の浅い谷筋にみられるが，平坦な部分でも小窪地の連続しているのがみられる。このような分布パターンから判断すると，小窪地の分布はおそらく地下水系によつて規定されていると考えられる。浸透水の通路に沿つて物質がとり去られ，小窪地が形成されていくのであろう。

筆者は今回，小窪地の形成に関わるとみられる興味深い現象を観察した。それは Qornet Fahd 付近のなだらかな斜面（第 4 図の①）に生じた，直径約 5 m，深さ 2.5 m 程度の陥没である（写真 4）。浸透水によつて物質が除去され，地下に空洞を生じて陥没したものであろう。この穴の側壁には径 10～15 cm の角礫と細礫の乱雑な堆積が現われ，不明瞭な層理が認められた。このような穴の側壁が崩れれば，すりばち状の典型的な小窪地が生ずるであろう。形も円形ないし楕円形になるはずである。したがつて問題の小窪地は，基本的にはカルスト地形の一種であつて，一部では残雪が拡大要因になつているものとみられる。

なお，Qornet es Saouda の西方約 2 km には，直径約200 m の巨大なウバーレが存在する。

V.　レバノン山脈の構造土

この山地では多くの場所で構造土の観察され，構造土についての報告も多数にのぼる。KLAER[1]によれば，直径60 cm までの多角形土が傾斜 5° 以下の斜面にみられ，それ以上の傾斜の斜面には条線土が発達

している。鈴木ら(1971)[16]は構造土の断面を観察して，多角形土が表層の角礫層の下部にあるシルト層の突き上げによつて形成されたことを見出した。鈴木らはさらに，構造土の生成や分布を考える際，構造土を構成する物質の生産様式(風化様式)と生産された物質が分布し，残積するような斜面の傾斜やその広がりについても考えることの必要をのべた。

この鈴木らの指摘は注目すべきものであるように思われる。構造土そのものは周氷河地形のうちかなり特殊なものであり，限られた条件がそろわないと形成されないが，構造土をつくり出すような物質の生産配分様式は，他の地形形成にも重要な役割を果すと考えられるからである。このような理由により，筆者は構造土とともに注意した。その結果，明らかになつたことは次のようである。

まず，現在のレバノン山脈高山帯の気候条件下での岩石の風化および岩屑の生産様式について述べよう。本地域の石灰岩からは大ざつぱにいつて，径10～15 cm 程度の礫からシルトまでの各サイズの岩屑が生産されている。これらの物質のうち細粒なものは下方へ流出してしまうため，山頂部では礫原が形成されているが，山腹斜面は礫と細粒物質が厚くおおう。断面を観察すると，礫の卓越する層準と細粒物質からなる層準が層をなしており，粒度組成にも著しい変化があつて，斜面物質の生産と移動に変動に変化のあつたことがわかる。

一方，平坦な部分や Qornet es Saouda 付近の前輪廻の谷あるいは緩傾斜の部分には，山頂部や斜面から流れてきた細粒物質が集積し，礫まじりの著しく土質な表層堆積物が生じている。多角形土や条線土が生じているのは実はこの部分であり，大量の細粒物質の存在がこれらの微地形の生成に重要な役割を果していることは，疑い得ないところである。また，谷筋にはしばしば，レリックと考えられる赤色土が残存しているが，構造土はしばしば，この赤色土の分布地域に生じており，細粒物質からなる赤色土が同様に，構造土の生成に関与していることが予想される。

本地域では多角形土は径20～30 cm 程度の網目をなすことが多く，粗粒部には 2 ～ 5 cm 程度の角礫が卓越する。条線土の場合，条線間の間隔は10～15 cm 程度のものが多く，粗粒部分を構成する礫は 5 ～10 cm のものが卓越する。細粒部分は細礫まじりの砂～シルトである。細粒物質に乏しいところでは，同一の傾斜でも岩屑におおわれた斜面をつくるだけのようである。前述の小窪地との関係をみると，分布地域はかなり共通しており，小窪地のすりばち状の斜面にはしばしば，条線土が観察される。このような分布の共通性は水の動きと細粒物質の集積に関係しているのであろう。

なお，日本の山地と異なるのは，階段状構造土がほとんどみられないことである。レバノン山脈では不明瞭な植被階状土がわずかにみられる程度で，礫質階状土はみられない。これはおそらく，本地域の石灰岩が礫質階状土をつくるような粗大な礫を生産していないことに原因が求められよう。粗大な礫または岩塊のみられるのは崖錐，ワディ底，雪田跡あるいはロックグレーシャーとみられるところに限られ，いずれもおそらく過去に生産されたものである。化石あるいはレリックの構造土も見出すことができなかつたが，これも 1 つの特色である。

VI. 過去の周氷河堆積物

過去の周氷河環境下で形成された地形そのものは識別できなかつたが，堆積物についは 3 つの異なる時期に属するものが区別できた。いずれもソリフラクション堆積物と考えられ，写真 8 に示したように，長軸を斜面の傾斜方向に向け，急な斜面と平行に堆積するという独特の堆積構造を示している。水による堆積物とは明らかに異なり，斜面上をずるずると移動していた物質がそのまま固定されたものである。いずれも多かれ少なかれ淘汰を受けている。まず古いものから記述すると，すでに物質を供給した斜面は後退し，わからなくなつてしまつた堆積物が存在する。Qornet es Saouda の南西の谷の中央(第 4 図の②)など数カ所で観察され，著しく硬く固結した岩塊あるいは礫岩状をなして存在する(写真 6)。この堆積物は他の 2 種に較べて相対的に粗粒であり[17]，淘汰も悪い。礫と礫の間を充填する細礫は融合しており，一粒



写真 6　リス期のソリフラクション堆積物



写真 7　ヴュルム期のソリフラクション堆積物



写真 8　ヴュルム期のソリフラクション堆積物の堆積構造

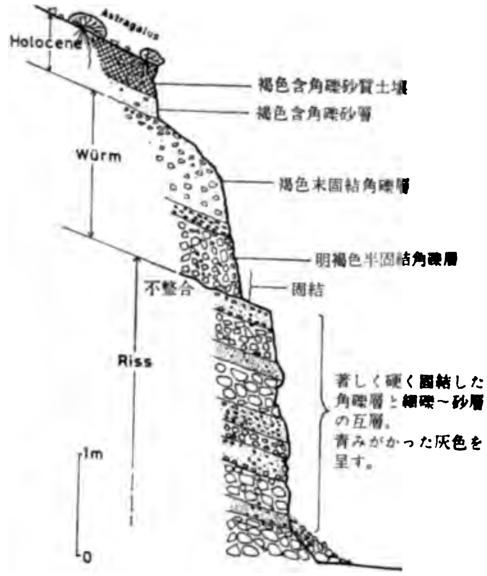
一粒が識別しにくくなつている。また，マトリックスの溶出により全体にガサガサした鉱滓状を呈している。色は全体に風化して黄色くなつている。この堆積物は BESANÇON (1973)[1]により，おそらくリス氷期のソリフラクション堆積物であろうと考えられている[18]。これに対し，ヴュルム期のソリフラクション堆積物と考えられるものは，次のような特徴をもつている。硬く固結して礫岩状をなす点は変わらないが，相対的に細粒であり[19]，淘汰もよい。とくに礫間を充填する 5 ～ 7 mm 程度の細礫の淘汰はよく，固結はしているが，粒と粒との融合はおこつていない。マトリックスは溶融を受けておらず，リス期の堆積物とされたものに較べ，空隙が少ない。この堆積は写真 7 に示したように，現在の岩屑斜面から突き出したような形をとつて分布しており，現在よりもわずかに緩傾斜な斜面に堆積したようにみえる。全体に青みがかつているが，風化部分は赤色土の汚染を受けて赤みがかつている。このように 2 期の堆積物は特徴が異なり，たやすく識別できる。

一方，これらとは別に，後氷期に属すると考えられる未固結の斜面堆積物が存在する。層厚は場所により異なるが，一般に 80 cm 程度あり，上部に著しく土壌化した層準が認められる。この部分は径 1 ～ 4 cm の角礫を含む厚さ 15 cm 程度の暗褐色土壌層をなしている。この土壌層の上に再びやや粗粒な礫層がのり，その最上部が再度土壌化を受けている。そしてその上を現在の周氷河堆積物である。径 2 ～ 3 cm の淘汰のよい角礫からなる層が，7 cm 程度の厚さで斜面をおおう。現在の斜面物質を含めれば，都合 4 期にわたる周氷河堆積物が識別されたわけである。このような粒度組成にみられる変化はおそらく，気候条件の変化を反映していると考えられる。

なお，この問題について単一の露頭でほぼ連続的な変化が観察されたので，次にそれについて述べる。場所は Ceder から Col de Ceder へ登つていく道路沿いの露頭で（第 4 図の④，標高 2,250 m 付近），Ceder の馬蹄状地形の斜面の途中を切つたものである。斜面の傾斜は 23°，堆積層は崖錐堆積物に近い。第 6 図に示したように，露頭の下部 2.5 m 以上はきわめて硬く固結した石灰岩の粗礫部と細粒部の互層からなつている。互層の間隔は 10～30 cm で，粗礫部は 7 ～10 cm 程度の礫が卓越するが，細粒部はすでに融合して一枚の石灰岩のような様相呈する。色は全体に灰色がかつており，時代はリス期であると考えられ

る。この固結した礫層の上部に不整合にヴュルム期と考えられる堆積物がのる。全層厚は150 cmで3層に分かれる。まず，下部は60 cmの厚さをもつやや硬く固結した明褐色礫層で，径4～5 cmの礫が卓越してマトリックスに乏しい。この上に，10 cmの礫まじり褐色砂層をはさんで，厚さ80 cmの褐色角礫層がのる。マトリックスは砂で固結の程度は弱い。

最上部には55 cmの層厚をもつ完新世～現在の堆積物がのる。これは2層に分かれ，下部は20 cm角礫まじり明褐色砂層で，未固結である。上部35 cmは含角礫暗褐色土壌層で，山頂部のような土壌層の上に角礫がのる現象はみられない。地表には *Astragalus* が主として生育し，植被率は約30%である。



第6図　Ceder の馬蹄状地形の斜面の堆積

以上みてきたように，この地点ではリス期以来と考えられる堆積物がほぼ連続的にみられ，岩屑生産の様式の変化をたどることができる。まずリス期には相対的に粗大な礫が生産され，厚い堆積物をつくつた。ヴェルム期の前半はリス期とほぼ同一であるが，後期に入ると細礫以下の細粒物質の生産が相対的に増え，礫の生産は減少したようである。そして完新世には細粒物質の生産が卓越し，土壌化が進んだ。標高が低いためか，現在，周氷河性岩屑の供給は行なわれていない。もし，より寒冷な気候下でより粗大な礫が生産されるという仮説をたてることが許されるならば，本地域ではリス期がヴェルム期よりも寒冷だつたことになる。ただ，石灰岩の特性によるものか，日本の高山でみられるような，径1 mを越えるような巨礫の集積はみられないようである[20]。

VII. 雪線および周氷河限界線について

第1表にこれまでに提出されている。レバノン山脈北部の雪線，周氷河限度に関する見解のうち，主要なものをまとめた。

これらをもとに，さまざまの過去の気候像が提出されているが，まず，現在の雪線から検討しよう。KLAER[1]と KAISER[8]はともに Qornet es Saouda の山頂近くの小規模な越年雪を指標にして雪線を考えた。これに対し，MESSERLI[1]は気温逓減率から3,700 m と計算している。万年雪の高度を雪線の基準

第1表　レバノン山脈北部の雪線および周氷河限界線に関する諸見解

	雪	線		周氷河限界線	
	現　在	ヴュルム	リ　ス	現　　在	ヴュルム
KLAER, W. (1957)	3,100 m	—	—	free solifluction 1,900 binded solifluction 1,800	—
KAISER, K. (1963)	3,000	1,950	—	1,800	1,100
MESSERLIN, B. (1966)	3,700	2,700	2,400～2,500	1,700	きわめて低い
E. de VAUMAS[21] (1970)	—	—	—	—	0

にするのは古典的な方法であるが，本地域の場合は明らかに吹きだまりによるものであり，それも，ただ1カ所の万年雪の存在から雪線を設定するものは危険である。また，筆者の1974年10月の観察では，近年の降水量の減少傾向を反映して問題の雪田は著しく縮少し，越年することすら困難のように見うけられた[22]。現在の雪線については MESSERLI の値をとるのが妥当であろう。

次にヴュルム氷期の雪線について検討する。まず，KAISER は1,950 m まで雪線が低下し，レバノン山脈には plateau glacier が生じたと考えたが，これについてはすでに否定した。これに対して MESSERLI は Qornet Fahd の東斜面，Machraa Tourmous 北側などに氷食地形を認め，圏谷底のモレーンの下限は，Qornet Fahd の南東斜面で2,500 m，山地の西側斜面で2,950 m，北側で2,500 m においた。2,700 m という側はこれらの平均である。ところで MESSERLI が氷食地形としたものをみると，予想外に小さなものである。Qornet Fahn の東のものは MESSERLI が代表的なものとみなしたものであるが，それでも半円形の直径は200 m に満たず，また，圏谷としての凹みも少ない。現存形成される雪田は9月までには消失してしまう。圏谷の末端はわずかに高まっているが，堆積物ははっきり確認できない。圏谷に続く氷食谷の全く欠除しているもの特徴の1つである。また，分布をみても，明らかに局地的な雪の吹きだまりによつて生じたものであることがわかる。したがつて氷河が存在したとしても，ごく小規模なものであつたに違いなく，地形形成や岩屑の生産等に対する影響もごくわずかであったと考えられる。雪線を圏谷底で定義するという方法をとると，この2,700 m が雪線ということになるが，実際にはごく局地的な現象であり，2,700 m 以上が1つの高度帯として氷雪におおわれたのではないということに注意する必要がある。なお，BESANÇON らはこの圏谷状の地形を karst nival，すなわち，nivation の作用を受けたカルスト地形であると解している。筆者にはこの見解が最も妥当なものであるように思われる。

次に現在の周氷河限界線について考えてみよう。これは従来，構造土限界線とかソリフラクション限界とか呼ばれてきたものであるが，このような呼び方は誤解を招きやすいので，上記のように呼ぶのがよいと思う。これはかつて筆者が論じたように[23]，温帯山地においては構造土やソリフラクション現象そのものは extrazonal な現象としてかなり低位置にも出現しえ，その下限がとくに意味をもたないのに対し，気候地形帯としての周氷河地域の下限は，地形形成にとつてもきわめて重要な意義をもつと考えられるからである。

さて，本地域における構造土あるいはソリフラクションの下限については，1,700～1,900 m とかなり類似した値が報告されている。しかし，これらにはいずれも共通した問題点を指摘できる。それは，構造土あるいはソリフラクションという現象の有無のみを問題にし，それが zonal な現象であるか否かの検討をほとんど行なつていないことである。これは，先の雪線に関する議論にもそのままあてはまることであるが，この程度の標高で構造土が形成されることはごく稀れであり，たまたま条件のそろつたところに出現したものであるにすぎず，zonal な現象であるとはみなし難い。たとえば，Ceder の堆積面の標高はこれに相当するが，構造土などは皆目みられないし，逆に1,900 m を越える部分に *Ceder* のりっぱな林がみられるのである。同様に Jabal Barouk では，2,000 m を越えて *Ceder* やモミの林がみられる。したがつて，ここでも構造土の下限の値そのものは大した意味をもたない。

筆者はむしろ，周氷河限界として，凍結破砕によつて生産された角礫が斜面を広範におおう下限をとりたい。これ以下では土壌の形成が進んでいるのに対し，この限界より上部では，活発な礫の生産と移動が行なわれ，明らかに異なつた地形形成帯に属するからである。いうまでもなくこの現象も，植生分布や土壌水分，斜面の向きあるいは傾斜等によつて分布や出現のし方が異なるが，構造土に較べてはるかに普遍的あでり，zone としての把握も容易である。

本地域では，このような岩屑におおわれた斜面の限界はおよそ2,600～2,700 m 付近にある。この値は，KLAER らの提出した値に較べて800～1,000 m 高いが，決して高すぎる値ではない。レバノンの20万分の1森林図[24]を検討すると，人為による破壊を辛うじて免れてきた山地においては，標高約2,500 m まで

Junipers が生育しており，人為的な森林破壊さえなければ，このあたりまで森林限界が上昇しうることを示している。また，実際に山地においては，この推定される森林限界を越えて *Astragalus* 属の多年生木本やマメ科草本が広く生育しており，岩屑の移動を食い止めている。したがつて 2,600～2,700 m という値は，周氷河地域の下限として，ほぼ妥当なものと考えられる。構造土がごく普通にみられるのもこの程度の高さからである。人為的な森林の破壊によつて，構造土の形成されうる下限は確かに下つているとみられるが，あくまで extrazonal な現象にとどまつているようである。

最後に残された問題は，氷期の周氷河限界線の問題であるが，この問題についてははつきりした解答を出すことができない。KAISER によれば，寒冷気候を指示する凍結破砕礫，ソリフラクション堆積物，ブロックストロームなどがこの山地の多くの場所で観察でき，また，ベッカ盆地北部やアンティレバノン山脈でも，インボリューションやクリオターベーションがみられるという。KAISER はこのことから，周氷河限界を海岸地域で1,100 m，内陸の乾燥地域で800 m においた。これに対し，MESSERLI と de VAUMAS は，レバノン海岸付近でみられる崖錐状の乱雑な角礫層を寒冷な気候によるものであるとみなし，周氷河限界を現海面に近いごく低地においている。この de VAUMAS らが見出した，厚さ30 m にも達する角礫層は，レバノン各地で見出され，また，いくつかの先史遺跡でも，表土層の下に新期の厚い角礫層が存在することから，現在の気候状態に変わる前に，低地においても角礫の生産が激しく行なわれる時期のあつたことは確かである。本報告の始めの方でふれた峡谷の底には，しばしば植生によつて固定された崖錐が見出されるが，現在，谷壁からの岩屑の供給はほとんど停止しているから，これも，過去の角礫の生産を示しているとみてよいであろう。このような膨大な角礫が，海岸段丘堆積物や海底堆積物に転化していつたことは想像に難くないが，問題は，これらの角礫が果して寒冷気候によるものか否かである。今のところ，これらの礫が寒冷気候下で凍結破砕によつて生産されたものか，他の気候条件下で単なる風化によつて生じたのか，はつきり見分ける方法はないようである。また，角礫の堆積という現象が zonal な現象であるかどうかの検討もなされていず，気候変化以外の原因（たとえば，地殻変動等）による可能性もまだ捨てきれないので，de VAUMAS らのいう値が正しいかどうか判断することはできないが，もしこの値が正しければ，現在より13～14°C 程度気温が低かつたことになる。この値は異常に大きいようにみえるが，偶然にも BUTZER[1)]のあげた値と一致している。

当時の森林限界高度に関するデータが全くないので，たとえこのような一致がみられたとしても適否の判断ができず，結局この問題の解決は，将来の研究の進展に待つほかないようである。

本研究にあたり，第五次東京大学西アジア洪積世人類遺跡調査団の埴原和郎団長，同調査団地学班の阪口　豊助教授，遠藤邦彦氏ならびに他の団員諸氏には大変お世話になつた。また，原稿は東京大学の佐藤久教授，阪口　豊助教授ならびに上杉　陽氏にみていただいた。大森博雄助手からはレバノン山脈の高度頻度に関するデータを提供していただいた。以上の方々に心からお礼申し上げる。

注および文献

1) BUTZER, K. (1958) : Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. *Bon. Geogr. Abh.* Ht. 24.
KLAER, W. (1957) : Beobachtungen zur rezenten Schneeund Strukturbödengrenze in Hochlibanon. *Zeitsh. Geomorph.* **1**, 51-70.
MESSERLI, B. (1966) : Das Problem der eiszeitlichen Vergletscherung am Libanon und Hermon. *Zeitsh. Geomorph.* **10**, 37-68.
FARRAND, W. R. (1971) : Late Quaternary palaeoclimates of the Eastern Mediterranean area. The late Cenozoic glacial ages. Yale Univ. Press, 529-564.
J. BESANÇON, J. DRESCH et TRICART, J. (1973) : Observation sur les processus morphogénetiques <froids> au Liban. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynamiq.* (2), **XV**. 231-272.
2) E. de VAUMAS (1954) : Le Liban. Paris. による。

3) 宝来帰一，鎮西清高(1971)：大地溝帯と新しい変動論—東アフリカから死海まで—. 科学, **41**, 332-345.
4) SUZUKI, I. (1970) : Outline of Topography and Geology of Lebanon. Report of the reconnaissance survey on palaeolithic sites in Lebanon and Syria. *Univ. Museum, Univ. Tokyo, Bull.* **1**, 6-11.
5) WOLFART, R. (1967) : Geologie von Syrien und dem Libanon. 152-157, Berlin.
6) Nahr は川の意.
7) BUTZER, K. (1958) : 前掲 1) によれば, 95～100 m, 55～60 m, 45 m, 35 m, 15 m および 6 m の高さに段丘が存在する.
8) KAISER, K. (1963) : Die Ausdehnung der Vergletscherungen und "periglazialen" Erscheinungen während der Kaltzeiten des Quärtären Eiszeitalters innerhalb der Syrisch-Libanischen Gebirge im östlichen Mittelmeergebiet. Rep. VI Intern. Congr. on Quaternary (Warsaw, 1961). *Geomorph. Sec.*, **3**, 127-148.
9) KLAER, W. (1962) : Untersuchungen Zur Klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. *Heiderberger Geogr. Arb.* **11**, 135 s.
10) Bcharre ののっている面の原形は剝離面であるが, 堆積物の残されている点に注目すると fill strath 段丘とみなすこともできる.
11) 鈴木郁夫(1973)：西アジアにおける氷河と周氷河問題. 新潟大教育学部紀要, **15**, 94-118.
12) Jabal は山の意.
13) M. W. MIKESELL (1969) : The deforestation of Mount Lebanon. *Geogr. Rev.* **LIX**. 1-28.
14) 現在, Ceder の馬蹄状の地形の斜面などで, *Ceder* の木を再植林しようという実験が行なわれており, 次のような報告書が出されている. 森林の復活にはまだかなりの時間がかかりそうである.
M. BASBOUS et R. de TARADE (1955) : Notes sur l'écologie du Cèdre du Liban. Publications de l'Université Libanaise. *Sec. Sci. Nat.* **I**. 28 pp.
J. R. DESAUNETTES et A. SALIBA (1966) : Etude de reconnaissance du perimetre des Cedres. FAO, Republique Libanaise, Projet de bonification integrale de la Montagne Libanaise formation et recherches farestieres. 69 pp.
15) 東京大学の総合図書館の横にも数本のレバノン杉が植えられており, 現在かなりの大木に生長している.
16) 鈴木郁夫・福田正己(1971)：Lebanon, Kornet es Saouda 付近の周氷河現象. 地学雑, **80**. 352-362.
17) 岩塊の表面に 100 cm×100 cm のメッシュをかけ, 表面に現われている礫を大きい方から 100 個選び出し, 長径の平均をとったところ 34.90 cm になった.
18) BESANÇON らはベッカ盆地の両側の山麓部に, 氷期に形成された2～3段のペディメントを認め, それらを上流に追っていくと段丘化したソリフラクション堆積物に連続することを見出した. 山頂部の堆積物はこれとは連続しないが, 層相の類似性や産状により時代が決められた。なお, ペディメントの時代は, ペディメント上で見出された石器によって決定された.
19) リス期のものと同様の計測を行なったところ, 3.64 cm になった.
20) 石灰岩礫はある程度時間が経過すると固結し, 侵食に耐えて残りやすくなる. 日本の山地でもどこかで古い周氷河堆積物が見出されないものであろうか.
21) E. de VAUMAS (1970) : Phénoménes cryogéniques de la cote Libanaise. *Rev. Geogr. Phy. Geol. Dynam.* **XII**. 265-292.
22) このような雪田の周辺には, 日本の山地でみられるような雪田植生は全くみられない. 水分条件のよい部分でも, ほぼ裸地のまま残され, 雪田植生はほぼ完全に抜け落ちている. わずかにみられる植物も, フロラ的には日本の高山や北極周辺のものとは全く異なるものである. 周囲を乾燥地域に囲まれている孤立山地であるため, 北方植物が伝播できなかったのであろう。
23) 小泉武栄(1973)：構造土限界線について. 地理評, **46**, 618-624.
24) Republic of Lebanon (1966) : Carte Forestiére Liban au 200,000. Green Plan UN Development Programme. FAO.

(1975年11月21日受理)

地学雑誌 85, 2 (1976)

南関東地域の地下水利用と地盤沈下

新 藤 静 夫*

Groundwater Utilization and Landsubsidence in the Southern Kanto District

Shizuo SHINDOU

Abstract

In this paper the author deals with the prediction of groundwater level and landsubsidence accompanied with the groundwater utilization.

The main results of this investigation are as follows.

1) Close agreement between distribution of hydrogeological constants and geological structure is pointed out.

2) As a result of digital simulation, accelerative water level decline in heavy pumping area and recovery depended on the reduction of discharge are showed.

3) Quantitative relation between landsubsidence and amount of discharged water is clarified. The ratio of the former to the latter is 2-20 and its average value is about 5-6.

4) Efficiency of discharge to landsubsidence takes maximum value in the first year and decreases as a time proceeds.

5) By the means of electric analog computer method, a reasonable disposition of observation well and the interference areas which are caused by regional groundwater utilization are examined and he points out that there are some problems in present observation system.

6) He proposes the simple method for prediction of landsubsidence of which idea is based on a black box and points out that there is close agreement between observed and calculated values.

I. はじめに

筆者は昭和45年以来，南関東地方地盤沈下調査会のメンバーの一員として，当該地方の地下水の実態を明らかにする作業に従事して来，その成果を同調査会による報告書 (1971, 1973)[1,3]の外，日本地下水学会，日本学術会議地質研連水文地質小委員会主催シンポジウム(1971)[29]，ならびに日本地質学会開催のシンポジウム(1972)[31]において公表した。またこれらの総括を土質工学会誌に掲載した(1972)[30]．

これらの内容のうち，本題に関係する重要な点をとりまとめるとつぎのようになる。

1) 地下水面は，全体として東京都心部を最低位とし，その周辺部が高くなる，いわゆる盆状の形状を示す。

* 東洋大学工学部　Faculty of Enginering, Toyo University

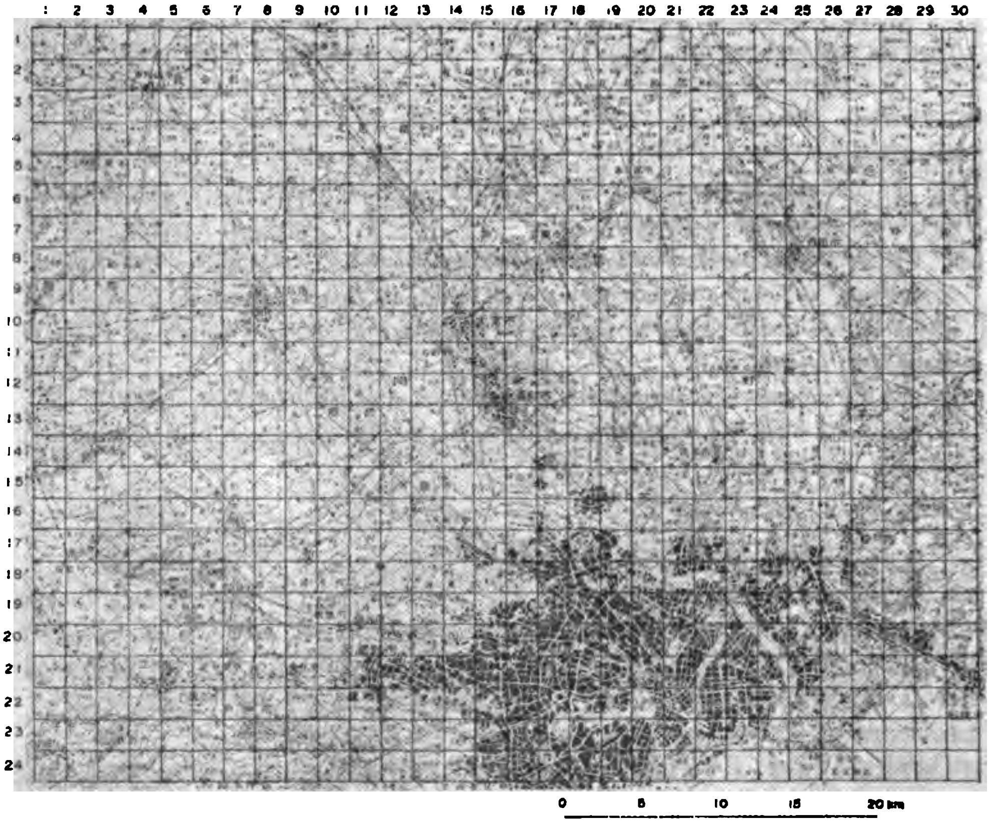
2) 地下水位低下は，このような形状をほぼ保ちつつ進行しているが，最低下部は年々北に移動し，かつ水位低下地域が拡大している。

3) このような形状は，地下水の揚水という人工的要因によってかたちづくられたところが大きい。このことは地下水利用がきわめてわずかであった初期の状態を復元することによって理解できる。すなわち当初は江東地区の外に浦和市および川口市の北東部から草加市にかけて明らかに地下水面上凹部がみとめられ，それぞれ別の地下水域にあったが，地下水位低下の進行とともに地下水面に形状の上で両地域が一つの地下水域を形成するにいたったものと解される

4) 地下水頭と帯水層深度の関係を図示すると，ほぼ45°の線上にならび，おおむねその関係を保ちつつ変化しているといえる。つまり全体として静水圧分布の上で平衡状態を維持しながら変化するものといえる。

5) これらのことから時間単元を年単位というように大きくとった場合には，各時期の地下水面は，ほぼその時点での地下水賦存量の上限をあらわしているものとして良いこと，つまり長期間の量的変化について考察を進める場合には，深層部の地下水であっても自由地下水とほぼ同じような考え方で検討しても良いことがわかる

6) 各地区の揚水量と水位低下量から粘土層，砂層，礫層を一括した地層全体の平均の産出率を求めてみると，ほとんどのものは0.1～0.3の値を示し，平均は0.15前後である。これは地層の有効空隙率そのものとしておかしくないものであって，このことを換言すれば，ほとんど揚水した分だけ地下水位が低下す



第1図 調 査 地 域

第1表 揚水量（昭和45年）

（単位 m³/year）

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	0	0	0	45,000	0	150,500	150,500	13,650	1,274,675	19,110
2	0	0	0	0	0	270,200	240,800	87,500	2,868,525	13,650
3	109,500	0	0	180,000	67,900	246,700	240,800	210,700	48,510	123,600
4	0	109,500	0	37,800	359,070	169,750	263,900	263,900	371,300	3,480,120
5	0	0	0	147,300	169,120	1,517,700	762,150	203,700	175,000	136,500
6	0	37,100	111,300	185,500	185,500	182,350	806,550	203,700	247,800	402,750
7	90,000	37,100	92,750	5,329,600	1,205,950	468,375	234,550	246,400	259,000	177,800
8	0	37,100	333,300	0	724,300	385,700	366,500	452,900	276,500	983,660
9	109,500	0	260,245	55,300	1,301,700	2,692,280	397,600	2,185,180	3,532,300	397,600
10	109,500	259,320	199,500	383,800	917,075	276,500	1,312,260	1,345,160	517,700	415,565
11	109,500	109,500	435,500	465,500	109,500	612,700	2,924,840	1,682,905	1,570,190	1,233,420
12	0	109,500	310,500	120,000	238,200	2,700,000	221,600	1,231,380	2,052,530	3,730,340
13	0	1,206,450	180,000	207,000	414,000	673,060	319,900	1,343,320	333,000	558,700
14	109,500	66,600	0	0	0	109,500	269,700	66,600	277,800	1,104,275
15	283,970	63,300	354,000	380,950	441,630	0	172,800	186,380	1,124,814	0
16	150,000	74,325	573,150	219,000	1,070,125	1,948,575	3,538,675	126,720	943,725	1,420,215
17	141,620	343,830	239,440	0	2,700,425	1,097,450	1,036,860	914,035	3,332,030	277,400
18	346,020	716,300	555,420	1,376,410	1,580,450	87,430	641,795	601,720	2,045,905	3,622,045
19	4,727,170	0	2,908,365	6,527,080	2,974,770	2,009,325	4,366,725	948,390	920,875	3,275,460
20	1,527,735	1,398,695	2,524,180	1,917,710	2,343,300	10,989,905	3,705,845	3,309,285	2,768,805	5,398,440
21	1,683,200	5,448,190	6,306,300	5,045,030	2,569,455	1,155,225	6,162,745	3,481,045	3,164,200	8,077,585
22	222,650	133,590	772,530	10,585,910	2,291,840	3,295,950	6,371,405	4,204,435	656,635	3,146,685
23	3,180,275	997,760	16,339,050	4,983,370	4,911,075	4,042,300	1,856,670	4,244,220	3,445,880	2,506,730
24	1,566,230	4,766,675	2,449,405	1,971,000	572,320	2,589,995	3,713,355	4,309,215	448,415	5,292,160

第1表 つづき

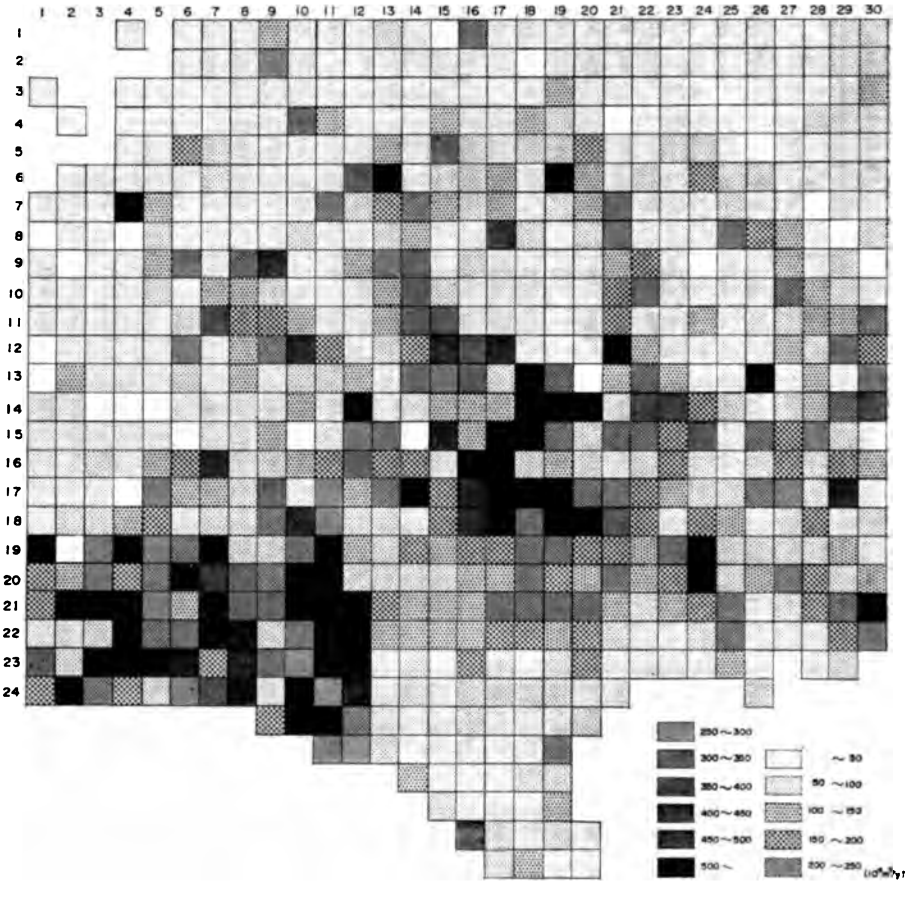
(単位 m^3/year)

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1	19,110	4,200	527,985	8,400	0	2,155,325	441,760	10,920	21,840	21,840
2	19,110	4,200	16,800	54,600	142,680	50,400	297,500	0	16,380	10,920
3	331,700	130,200	226,100	214,200	196,000	84,000	438,400	273,700	1,397,220	6,160
4	1,490,100	250,200	56,000	224,000	1,137,215	103,600	84,000	1,089,270	683,305	221,820
5	452,400	105,000	1,488,530	231,800	3,344,930	1,188,200	246,960	536,310	530,800	1,579,480
6	92,400	3,283,200	6,518,670	366,350	537,800	986,560	1,395,140	211,400	5,202,050	1,095,500
7	2,101,860	941,850	1,751,100	2,459,745	1.421,870	762,670	1,128,770	103,670	759,860	1,374,530
8	366,000	203,680	883,650	1,245,095	138,800	211,800	3,558,410	522,405	211,400	895,340
9	196,750	1,397,270	2,801,385	3,055,085	223,700	902,900	139,990	295,400	127,400	184,800
10	125,370	355,770	1,103,700	3,145,690	733,100	138,800	32,970	104,540	127,400	221,960
11	82,250	10,780	1,291,455	3,168,095	3,278,600	146,920	20,580	219,380	351,340	21,000
12	1,900,690	350,000	977,470	1,958,110	3,904,050	3,435,840	3,771,930	245,580	462,000	249,900
13	993,605	1,161,200	194,940	2,633,780	2,985,800	3,209,200	693,000	4,009,800	2,480,700	0
14	72,100	4,566,980	165,000	311,920	1,382,100	1,455,900	1,148,030	4,781,710	5,190,115	4,254,600
15	346,250	2,675,650	2,882,070	0	3,525,350	1,051,500	7,301,170	5,334,455	2,178,000	749,575
16	1,607,415	3,252,270	1,588,800	1,684,380	272,925	4,144,980	8,325,690	531,770	1,288,750	536,870
17	2,516,625	1,052,440	2,069,545	6,245,275	1,719,690	3,590,520	10,486,420	8,373,865	7,084,250	2,017,000
18	2,737,870	532,995	760,545	295,650	1,666,600	3,666,515	6,070,290	3,175,245	5,237,190	6,352,110
19	4,416,535	1,383,445	866,350	1,729,460	1,205,070	1,521,315	1,676,460	2,439,735	2,201,390	1,553,110
20	4,027,795	679,455	722,765	533,135	785,760	1,057,360	1,438,910	2,230,875	1,703,305	1,485,570
21	5,207,090	4,814,665	1,602,325	1,245,615	1,135,515	1,218,365	3'093,470	2,341,655	3,047,470	2,137,160
22	7,141,845	6,752,755	1,041,190	1,212,675	1,014,675	1,220,490	1,657,880	1,896,450	1,479,140	1,595,925
23	7,496,370	7,922,845	279,290	551,085	416,465	1,528,465	694,960	292,730	590,825	1,631,725
24	2,999,980	4,037,030	447,490	624,500	294,750	557,250	926,270	905,920	675,800	172,900

第1表 つ づ き

(単位 m³/year)

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
1	33,480	57,000	390,096	445,824	185,760	315,792	315,792	448,602	737,050	737,050
2	17,080	213,160	31,350	315,792	315,792	388,792	315,792	315,792	736,963	664,050
3	6,160	422,290	14,250	46,350	324,342	315,792	315,792	448,602	737,050	1,483,792
4	0	66,000	37,200	39,150	124,230	315,792	315,792	664,050	664,050	956,050
5	302,300	328,290	914,298	662,174	35,568	92,880	167,184	265,620	265,620	66,405
6	302,300	676,580	66,000	1,718,426	785,976	505,723	104,736	199,215	199,215	236,562
7	2,673,490	233,350	117,900	119,256	694,942	426,726	201,552	0	35,000	435,000
8	2,757,390	131,970	83,700	412,166	2,576,574	1,661,821	1,055,179	353,610	0	515,000
9	1,240,895	1,760,890	40,200	0	9,940	380,785	1,010,298	102,084	652,751	0
10	1,872,790	2,466,885	130,500	258,300	477,760	106,272	2,405,270	1,141,176	756,300	111,456
11	1,874,540	432,600	21,000	1,040,700	258,760	136,064	697,800	1,077,396	1,347,396	2,378,730
12	4,629,475	1,236,550	12,600	258,300	39,760	273,492	1,471,866	881,358	3,430,430	1,612,016
13	1,107,410	2,366,115	1,350,505	472,500	4,760	4,119,607	218,688	1,223,914	164,250	2,508,228
14	253,500	3,417,170	3,045,990	1,751,385	702,055	407,700	597,546	1,058,734	2,123,940	3,22,7674
15	2,063,565	2,325,360	1,789,405	3,071,880	482,895	2,053,655	1,538,993	2,983,667	921,784	110,856
16	83,950	826,245	1,915,500	780,795	405,000	863,740	1,956,098	766,224	1,715,983	1,214,820
17	2,541,275	1,742,850	1,255,450	533,310	554,450	2,024,665	2,590,110	960,976	3,598,708	366,195
18	3,090,995	1,554,830	456,625	1,855,270	1,477,050	430,710	821,840	1,665,990	446,600	654,550
19	1,735,790	1,376,950	2,658,580	4,901,775	867.175	651,635	743,058	947,100	1,192,090	314,855
20	2,007,590	1,425,425	1,714,650	6,098,300	721,990	1,399,790	2,477,675	1,932,320	668,590	1,343,820
21	1,280,935	608,310	1,105,950	1,619,870	2,958,015	94,170	746,145	1,669,925	212,735	4,601,245
22	958,125	54,540	191,925	796,745	2,184,950	226,370	283,525	172,200	1,722,000	2,594,385
23	260,000	35,925	39,000	39,000	1,107,695	130,613	0	362,400	861,000	0
24	201,600	0	0	0	0	768,000	0	0	0	0



第2図　地下水揚水量の分布(昭和45年)

るということがいえる。

以上の諸点をふまえて，筆者はそののち模型実験を併せ行ないつつ，地下水位変化と地盤沈下の予測の問題を追求し，これを調査会最終報告として公表した(1974)[5]。

ここではこれらのうち，①地下水位変化の予測，②地盤沈下体積と地下水揚水量の関係および③地盤沈下量推定の一手法をのべる。また①の調査の過程で利用した④電気アナログモデルによる解析例を合わせてべることにする。

本論を公表するにあたり，これらの研究の機会を与えて下さつた東京都，千葉県，埼玉県，神奈川県の各関係機関の担当職員の方々，種々御助言をいただいた調査会のメンバーの方々に厚く御礼申し上げる。

II. 地下水位変化の予測

(1) 資料処理および計算方法

南関東地域を第1図に示したように，東西60 km，南北48 km の方形の区画でかこみ，これを一辺2 km の方眼で細分した。したがつて小区画の総数は720箇となる。

揚水量，帯水層定数，その他の資料はすべてこの方眼に整理した。なお地下水位の予測計算にあたつて

第2表 基準年に対する揚水量の増減量(比率)

	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
板橋			*0.70	0.40	0.40	0.20	0.14	0.14	0.14	0.14	0.12	0.12
北			*0.62	0.23	0.21	0.11	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06
足立			*0.64	0.27	0.26	0.26	0.19	0.13	0.13	0.13	0.11	0.11
葛飾			*0,70	0.39	0.39	0.38	0.22	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07
荒川			*0.78	0.56	0.47	0.29	0.28	0.28	0.28	0.28	0.20	0.20
墨田			*0.73	0.46	0.42	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.29	0.29
江東			*0.89	0.78	0.64	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.15	0.15
江戸川			*0.95	0.90	0.90	0.90	0.27	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
港			*0.83	0.66	0.66	0.58	0.36	0.36	0.35	0.30	0.22	0.22
品川			*0.84	0.67	0.66	0.66	0.64	0.60	0.50	0.42	0.35	0.35
大田			*0.85	0070	0.70	0.70	0.67	0.63	0.51	0.42	0.34	0.34
目黒			*0.89	0.77	0.78	0.60	0.46	0.46	0.43	0.40	0.32	0.32
世田谷			*0.87	0.73	0.73	0.67	0.57	0.52	0.43	0.40	0.37	0.37
中野			*0.94	0.88	0.87	0.74	0.59	0.57	0.52	0.51	0.44	0.44
杉並			*0.84	0.67	0.67	0.61	0.54	0.52	0.48	0.48	0.48	0.48
練馬			*0.91	0.82	0.72	0.66	0.58	0.54	0.46	0.45	0.44	0.44
千代田			*0.66	0.32	0.32	0.21	0.10	0.09	0.08	0.06	0.06	0.06
中央		基	*0.88	0.76	0.76	0.55	0.28	0.28	0.26	0.24	0.19	0.19
新宿			*1.00	※1.00	※1.00	0.79	0.52	0.47	0.38	0.32	0.30	0.30
文京		準	*0.95	0.90	0.90	0.68	0.41	0.37	0.26	0.26	0.25	0.25
台東			*0.79	0.57	0.57	0.46	0.31	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30
渋谷		年	*0.83	0.65	0.65	0.64	0.47	0.43	0.34	0.33	0.30	0.30
豊島			*0.97	0.63	0.93	0.67	0.41	0.38	0.31	0.36	0.21	0.21
八王子			0.93	0.81	0.80	0.85	0.76	0.65	0.47	0.37	0.26	0.22
日野			※0.80	0.75	0.76	0.78	0.69	0.56	0.37	0.30	0.24	0.20
多摩			1.03	1.15	1.21	1.27	1.11	0.92	0.67	0.46	0.29	0.18
瑞穂			※0.85	0.81	0.98	0.84	0.81	0.73	0.62	0.48	0.38	0.34
福生			1.07	1.06	1.08	1.10	1.00	0.89	0.74	0.61	0.47	0.38
立川			1.14	0.85	0.85	0.95	0.82	0.65	0.47	0.31	0.16	0.06
武蔵野			1.00	1.01	1.04	1.03	0.94	0.76	0.56	0.37	0.20	0.08
三鷹			0.93	0.84	0.88	0.93	0.82	0.68	0.51	0.35	0.22	0.13
府中			0.99	0.94	0.97	1.00	0.88	0.72	0.45	0.28	0.22	0.15
昭島			1.02	0.98	1.00	1.05	0.92	0.75	0.50	0.37	0.26	0.18
調布			1.01	0.82	0.85	0.88	0.79	0.66	0.48	0.36	0.25	0.19
小金井			1.00	1.01	1.03	1.15	1.00	0.81	0.60	0.38	0.19	0.05
小平			0.91	0.81	0.83	0.86	0.76	0.63	0.43	0.31	0.22	0.16
東村山			*1.00	0.96	0.98	0.97	0.94	0.89	0.76	0.64	0.53	0.51
国分寺			1.19	1.04	1.06	1.16	1.01	0.81	0.59	0.39	0.22	0.10
国立			*0.80	0.77	0.79	0.87	0.76	0.62	0.46	0.30	0.16	0.06
保谷			1.07	1.00	1.01	1.07	0.93	0.76	0.53	0.38	0.25	0.16
田無			*1.05	1.04	1.05	1.10	0.96	0.78	0.51	0.39	0.30	0.24
狛江			*0.90	0.86	0.93	0.97	0.85	0.71	0.53	0.35	0.17	0.07
武蔵村山			0.93	0.80	0.81	0.83	0.74	0.61	0.40	0.34	0.27	0.24
東大和			1.11	1.17	1.21	1.26	1.10	0.89	0.60	0.45	0.32	0.22

* 推定　　※ 補正

は，このような広大かつ区画数の大きい問題に最適とされている A.D.I 法 (alternating direction impticit method；交互方向陰解法) によつた。これを運用するにあたつて採用した種々の条件はのちに述べる。

(2) 揚水量

a. 実績値の算出

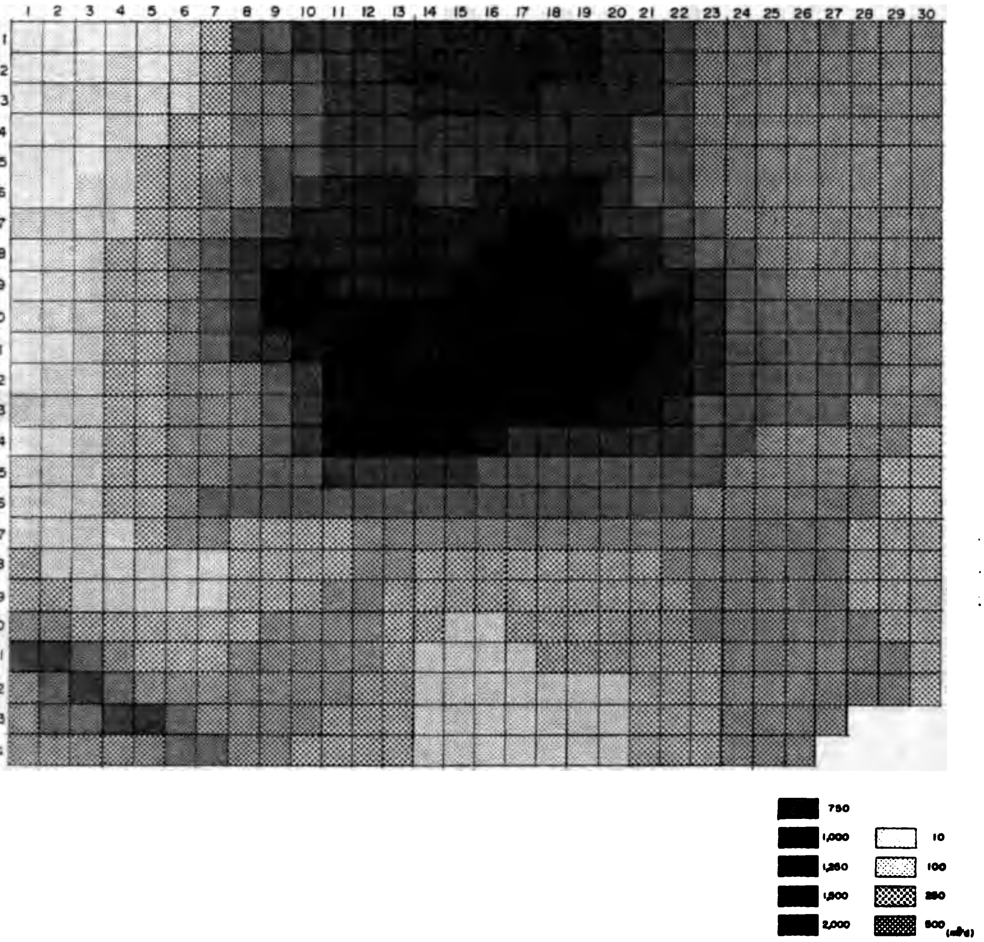
第2表　つ　づ　き

	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
清瀬			0.88	0.93	0.99	1.02	0.91	0.70	0.53	0.36	0.20	0.09
東久留米			0.88	1.46	1.48	1.56	1.37	1.12	0.81	0.65	0.49	0.39
川口			0.84	*0.79	*0.74	*0.69	*0.64	0.36	0.10	0.05	0.02	0.01
戸田			0.93	*0.84	*0.75	*0.65	0.56	0.32	0.22	0.21	0.15	0.15
鳩ケ谷			0.80	*0.78	*0.75	*0.73	0.70	0.41	0.29	0.25	0.25	0.25
蕨			*0.87	*0.96	*1.06	*1.15	*1.24	1.10	0.68	0.64	0.59	0.52
浦和			1.03	*1.05	*1.08	*1.10	1.12	0.75	0.50	0.47	0.45	0.42
与野			0.93	*0.88	*0.84	*0.79	0.74	0.50	0.33	0.31	0.30	0.28
大宮			3.01	*1.04	*1.06	*1.09	1.11	0.74	0.49	0.47	0.44	0.41
草加			*1.11	*1.04	*0.97	*0.90	0.83	0.51	0.21	0.22	0.22	0.23
八潮			1.12	*1.07	*1.01	*0.96	0.90	0.51	0.13	0.14	0.14	0.15
三郷			1.24	*1.16	*1.08	*1.00	0.92	0.57	0.27	0.26	0.27	0.29
越谷			1.14	*1.16	*1.06	*1.01	0.97	0.64	0.35	0.34	0.34	0.34
松伏			1.20	*1.14	*1.09	*1.03	0.97	0.64	0.35	0.34	0.34	0.34
岩槻			1.15	*1.12	*1.06	*1.05	1.02	0.65	0.35	0.34	0.33	0.34
春日部			1.18	*1.15	*1.12	*1.09	1.06	0.70	0.38	0.37	0.35	0.35
吉川			1.06	*1.04	*1.01	*0.99	0.96	0.65	0.33	0.35	0.31	0.35
庄和		基	1.36	*1.29	*1.22	*1.14	1.07	0.85	0.44	0.46	0.41	0.46
川越			1.09	*1.00	*0.91	*0.82	0.73	0.66	0.63	0.30	0.21	0.20
所沢		準	1.52	*1.33	*1.13	*0.94	0.74	0.70	0.80	0.87	1.01	1.15
狭山			0.72	*0.73	*0.73	*0.74	0.74	0.79	0.72	0.29	0.19	0.19
入間		年	0.84	*0.77	*0.71	*0.64	0.57	0.60	0.52	0.30	0.25	0.05
朝霞			1.10	*1.01	*0.92	*0.82	0.73	0.69	0.58	0.35	0.26	0.22
志木			1.11	*1.05	*0.99	*0.92	0.86	0.73	0.64	0.46	0.47	0.49
和光			1.02	*1.01	*1.00	*0.98	0.97	0.92	0.78	0.46	0.34	0.29
新座			1.01	*0.95	*0.90	*0.84	0.78	0.70	0.61	0.40	0.40	0.42
富士見			1.23	*1.14	*1.05	*0.96	0.87	0.78	0.70	0.41	0.46	0.36
上福岡			1.16	*1.10	*1.04	*0.97	0.91	0.89	0.79	0.40	0.28	0.22
大井			1.47	*1.32	*1.17	*0.02	0.87	0.90	0.76	0.43	0.31	0.26
三芳			1.20	*1.15	*1.11	*0.06	1.01	0.01	0.97	0.41	0.23	0.13
連田			※1.00	※1.02	※1.04	※1.05	※1.06	1.07	1.18	1.29	1.40	1.51
宮代			1.50	*1.65	*1.81	*1.96	2.11	2.36	2.60	2.82	3.03	3.37
白岡			1.18	*1.33	*1.48	*1.62	1.77	1.97	2.16	2.44	2.69	2.99
杉戸			1.28	*1.39	*1.49	*1.60	1.70	1.88	2.09	2.30	2.61	2.96
上尾			※1.11	*1.21	*1.32	*1.42	1.53	1.60	1.65	1.66	1.64	1.62
市川			0.34	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
船橋			0.70	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44
浦安			1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
松戸			0.93	0.95	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97
流山			0.94	0.98	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07
柏			1.11	1.39	1.67	1.83	1.94	1.94	1.94	1.94	1.94	1.94
野田			1.03	1.04	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08
鎌ケ谷			1.60	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

* 推　定　　※ 補　正

各種の資料がほぼ同一の精度で広域的に整理されている昭和45年を基準年とし，この時点での地区別，用途別の深井戸1本当りの揚水量を算出した。いま参考までに全域の平均値を示すと，公営水道水源井では1,488 m³/d，工業用水では325 m³/d，雑用水では158 m³/d，簡易水道では274 m³/d，農業用水では 191 m³/d となっている。

つぎに既往の深井戸分布図[2,13,20,24,25]に補足調査の結果を加えて各小区画ごとの井戸本数を集計した。ここで調査地域全域での用途別の井戸本数は，上水道水源井が917本，工業用水源井が3,483本，雑用水源井が3,100本，農業用水源井が4,087本で合計11,587本となっている。



第3図　透水量係数分布

以上の結果が区画別の揚水量を算出した注1)。第1表がこれである。

また第2図はこの分布を示したものである。これによると東京都心部の外に武蔵野地域，東武東上線，高崎線，東北線，東武伊勢崎線の各沿線地域の揚水量が多くなつているのが指摘される。

b．予測揚水量

各行政区ごとに算出されている計画揚水量を基準年に対する比率として表示した。

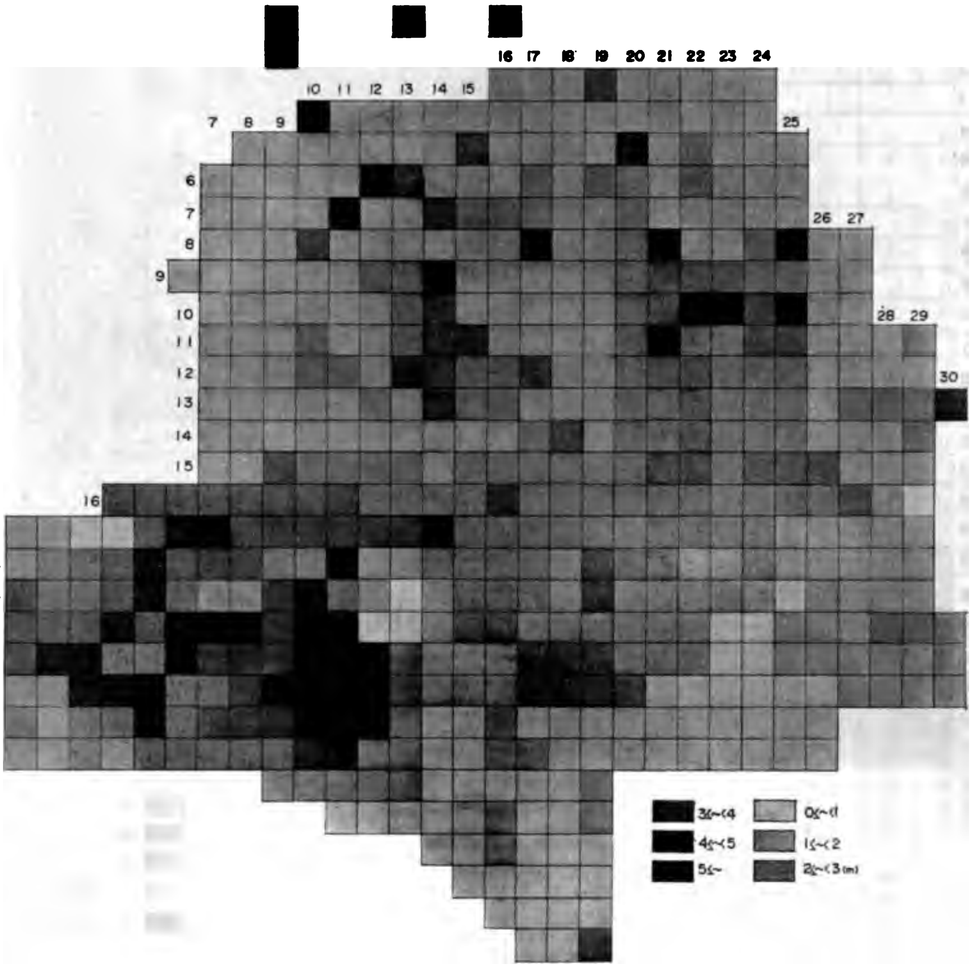
第2表がこれである。ほとんどの市町では揚水の削減を策しており，昭和55年には全体として揚水量は現在の半分以下におさえたいとしている。

(3) 帯水層定数

a．透水量係数

当地域の揚水試験資料220例余りを用いたほか，その補足資料として比湧出量を参考に透水量係数の分布を求めた。第3図がそれである。

透水量係数は調査地域の中心部にあたる浦和，大宮，岩槻，越谷地域が2,000 m²/day に達する高い値を示し，その周辺部が低い値となつている。全体としては当地域に想定される地下水盆の形状と一致した分



第4図　地下水位低下量の分布（昭和44年―昭和45年）

布を示し，注目される。

b.　産出率

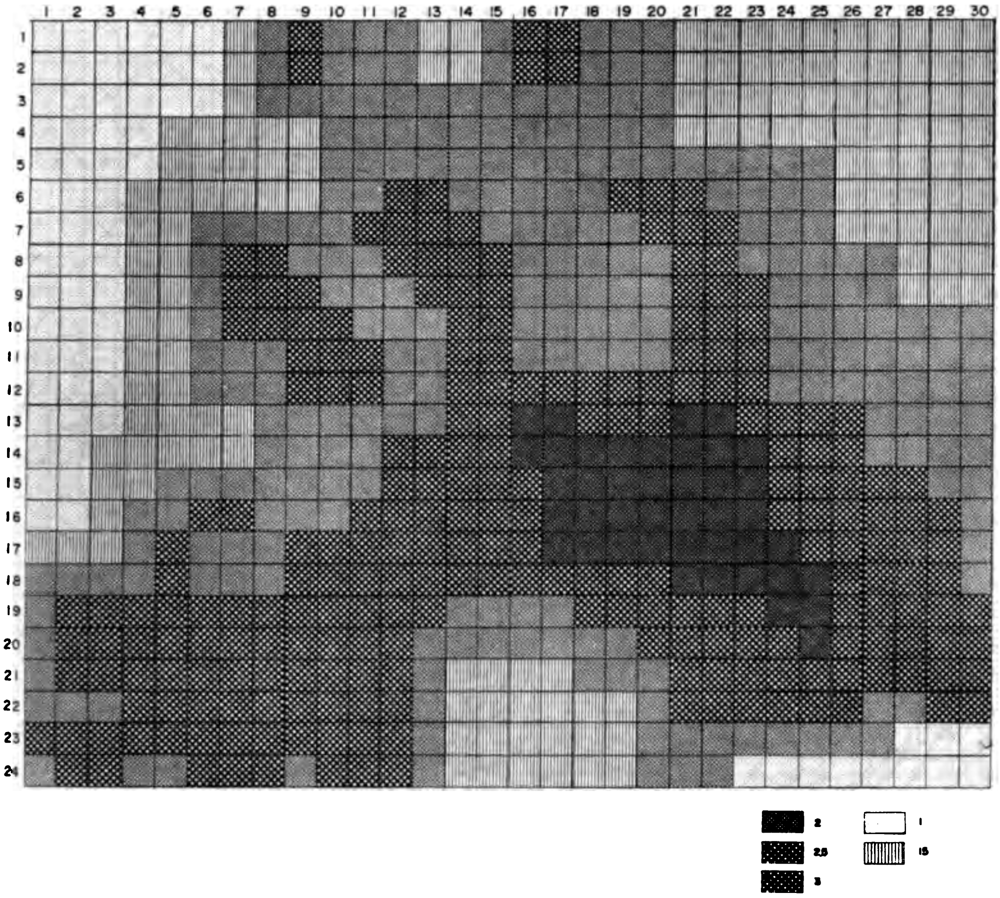
産出率についてはつぎの方法によって求めた。すなわちまず昭和44年から45年にかけての地下水位の記録からこの期間における各区画ごとの水位低下量をめ求た。第4図はその分布図である。

すでに指摘して来たごとく，武蔵野地域や埼玉県での水位低下が目立ち，最大年間5m以上に達するところがみとめられる。つぎにこの図と第2図の揚水量の分布から単位面積当りの地下水産出量（水柱高によって示す）を求めた。

第5図は一部に手直しを加えて画いたその分布図である。透水量係数の分布と同様に埼玉県南部が高く，その周辺部が低くなっており，やはり地下水盆の形状と一致しているのが指摘できる。

この値は多層構造の地盤を対象として算出したものなので，いわゆる有効空隙率とはその意味が異るが，水収支計算の時間的，空間的スケールが大きい場合には，これと同義にとりあつかい。かつ深層地下水に対しても拡張してこれを適用することが出来る[31]。

ここではこの値をベースとし，種々の検定計算の結果これを補正し，固定した。計算に用いた値は第5



第5図　産出率の分布(相対値で示す)

図とやや異るが，これに0.1を乗じた値とほぼ一致する。

(4) 計算条件

a. 初期水位

先に昭和44年時の地下水面が得られているので[1]これを初期水位とした。第6図にこれを示す。なお図からの水位の読みとりは，その区画内の平均水位をもつてした。

b. 周辺条件

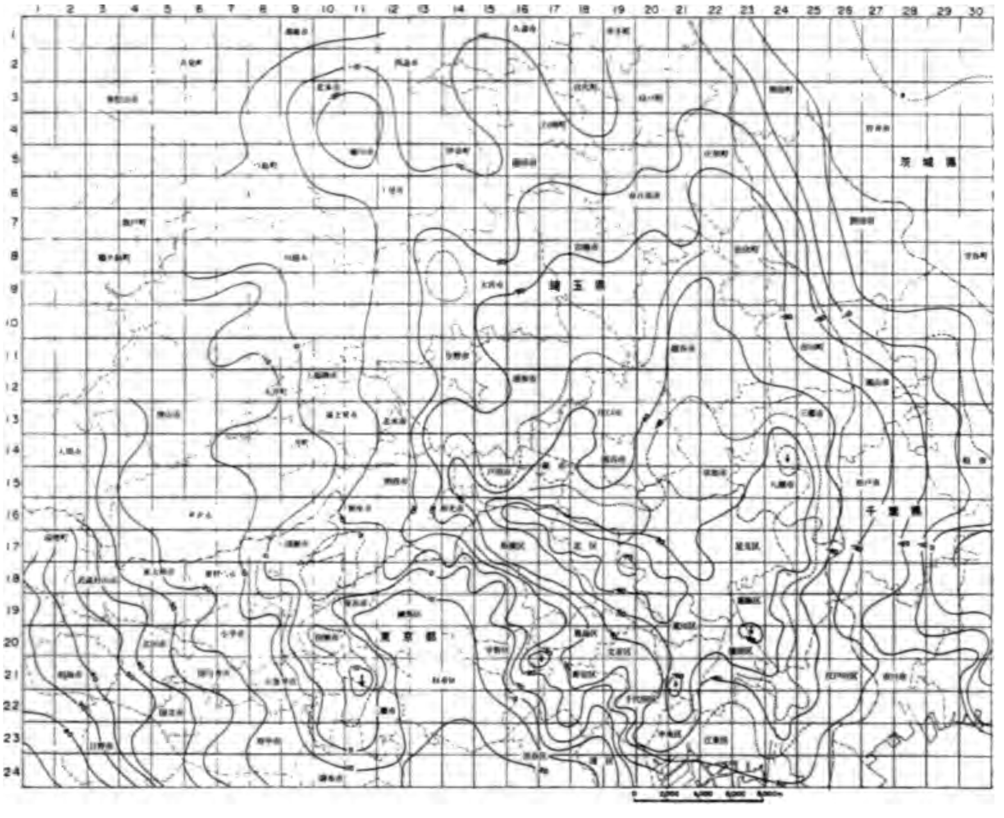
周辺はすべて開放とし，一定水頭差で流入しているものとした。水頭はいくつかの試行計算の結果と現況を参考として，北縁で3m，西縁で5m，東縁で3m，南縁で2mとした。

c. 計算期間

計算は1年刻みとし，昭和45年～昭和55年の11年間とした。このうち45～48年は検定のための期間であり，49年～55年は予測期間である。なおいうまでもなく計算の入力値は揚水量と周辺条件および帯水層パラメータであり，出力値は地下水位（海抜高度）である。

(5) 計算結果

計算には NEAC 3100電子計算機を用いた。ここでは計算結果を10万分の1の縮尺を考えた位置に打ち



第6図　地下水面（昭和44年）

出すようにした。第7図～第9図にその結果を示す。地下水利用の地域分布，またその規模によって地下水面の形状が変化する様子がよく示されている。

つぎに第10図は各地区の水位変化図である。今後の計画揚水量の増加が見込まれる地域たとえば埼玉県上尾市付近，千葉県柏市などは，かなりはげしい水位低下が予測されるが，揚水量を現在の半分以下におさえるという計画の大宮市，浦和市などではその効果が明らかに認められる。またすでに揚水量の規制が行なわれ，またその徹底を期している板橋区，足立区などでは地下水位の回復が認められる。

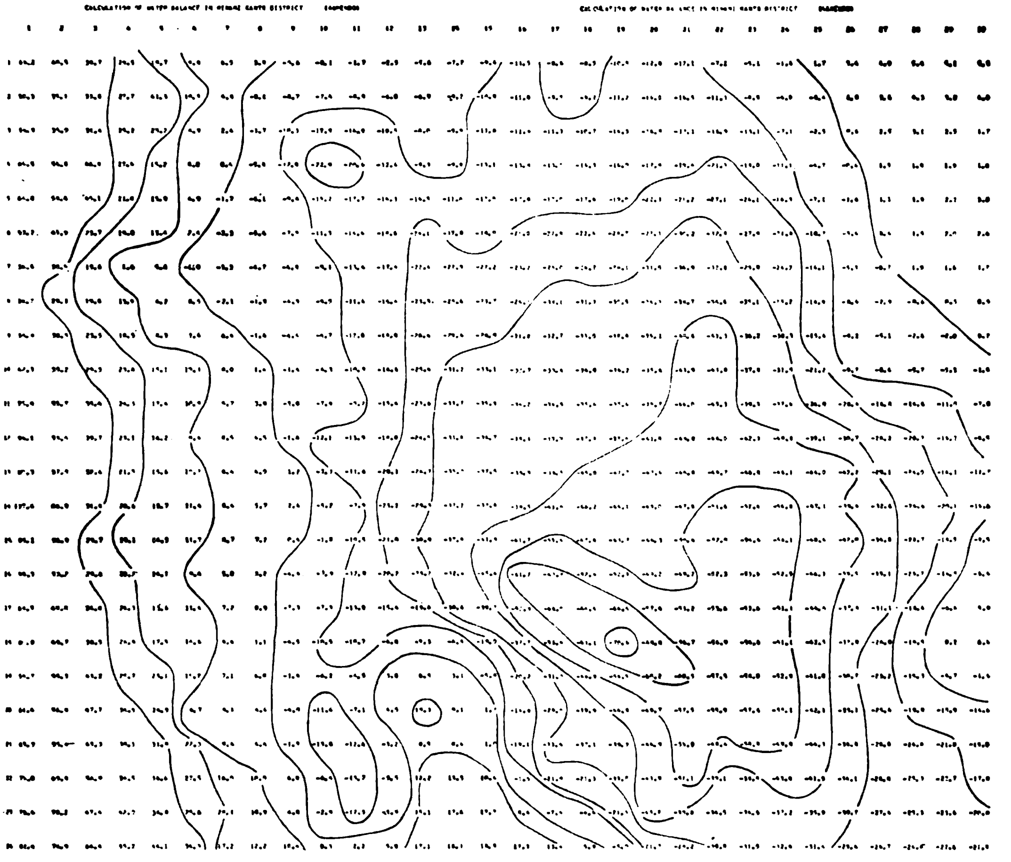
III．沈下量の予測

(1) 基本的な考え方

地盤沈下量の予測に際して圧密理論を適用して解こうとする場合は勿論，これに類したほかの方法注2)を用いるにしても，これを適用するためには，圧密に関する土質係数，あるいは水位変化の資料を各層毎に確定しておく必要がある。しかし実際にはこのことはほとんど不可能に近い。厳密な値を要せず，大略の地盤沈下の傾向を把握しようとする場合は，地下水位という変数を介さずに揚水量と沈下量の実績値をベースとして求めた方が手っ取り早い。これはつぎの2つの手続きをもととして行なわれる。すなわち一つは沈下体積と揚水量の関係であり，他はその時間的配分である。

(2) 揚水量と沈下体積

a．沈下体積



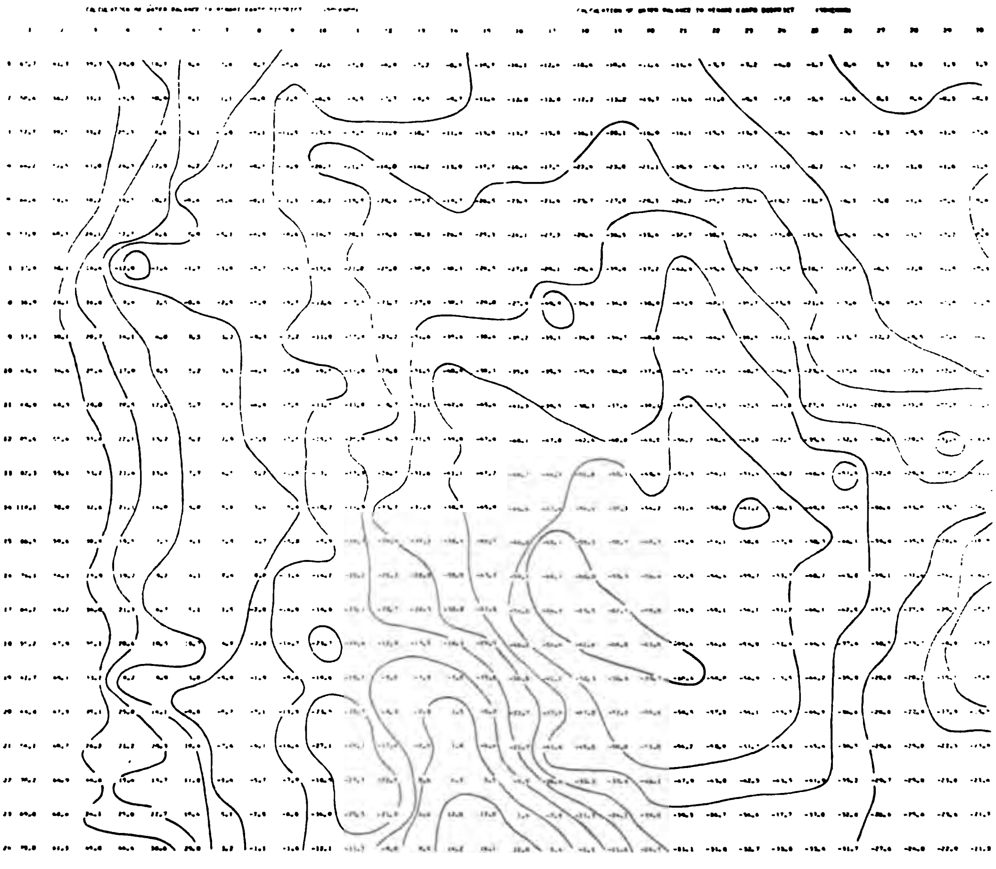
第7図　推定地下水面図 (1)（昭和46年）数字は海抜高度を示す

第11図に示したように5万分の1地形図を16等分してこれを1区画の大きさとし，全部で111区画を設けた。本論にはふれていないが，地質構成，帯水層の利用頻度，水位変化等の処理はすべてこの区画の中で処理している。

沈下体積は1区をさらに16等分してその交点に相当する地点の沈下量を読みとり（これは各年度毎にとりまとめられている地盤沈下等量線図から読みとつた）その総和値に小区画の面積を乗じて求めた。第3表は各地区ごとの揚水量であり，第4表は以上によつて得た沈下体積である。

b.　揚水量と沈下体積の比

第5表は第3表，第4表より得た平均揚水量を平均沈下体積で除した値である[注3]。これによるとその値が大きいところでは10以上，つまり揚水量は沈下体積の10倍以上を示し，小さいところで2程度となつている。また平均は5～6といつたところである。ここで比率の大きいところと小さいところの地理的分布にはそれぞれに共通の原因が関係しているように思われる。例えば江東，浦安のように極端に小さいところは，通常の地下水の揚水以外の要因，つまり天然ガス採取によるものが大きなウエイトを占めているものと思われる。これに対して地下水の補給が多く行なわれているようなところや，地盤沈下が終息に近づいているようなところでは，Q/S 値は大きくなることが予想される。このことは第12図に示した揚水量と Q/S 値の関係や，第13図に示した Q/S 値の年変化の上で認めることができる。すなわちこれによると全体として揚水量の大きいところほど誘発的な涵養が行なわれて Q/S 値が大きくなるが，時間の経過に従



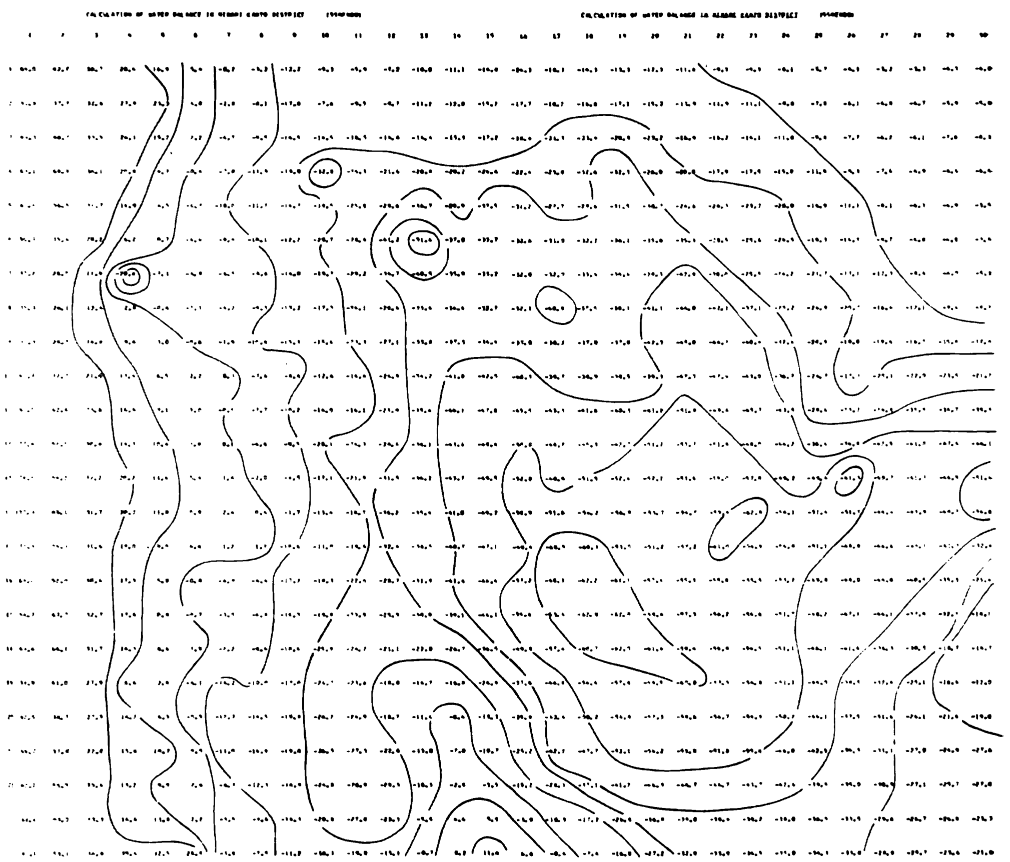
第8図　推定地下水面図 (2) (昭和50年) 数字は海抜高度を示す

がい，水位低下地域が拡大して，地下水の補給が減退するとともに Q/S 値が減小する傾向が示されるものと解される。なお第12図には Q-Q/S 関係にみとめられるおよその地域区分が示されているが，ここでa地域は上述のようにガス採取地域にほぼ一致し，c地域は沈下の漸減がみとめられる地域あるいは周辺からの地下水の補給を誘発していると考えられる地域にあたり，bはその中間的な性格を示す地域にあたるものと思われる。埼玉県南部地域がこれにあたる。

c. 揚水量と沈下体積の相関度

第3表，第4表よつて，ある年度の沈下体積とこれに対する当年，1年前，2年前‥‥の各年度の揚水量を図示し，各々の場合について両者の相関度をしらべると，当年の場合がもつとも大きく，以下年度をさかのぼるにしたがい漸減するのが示される。たとえば第14図の場合には相関係数は当年が0.64，1年前が 0.62，以下0.60，0.58注4)となつている。年度による揚水量の変化がかなり顕著になつている地域でしかも収縮層が限定されている例，たとえば，江戸川観測井 (55 m) の記録5) と江東・江戸川地区の揚水量の記録によつて同様の手続きを行なつてみると，当年では0.93，1年前では0.80，以下0.15，0.13とかなり明瞭に相関の度合いが示される。この例では沈下に対する揚水の影響は大きく2年前までで，それ以前の揚水による影響度は急激に減退するものと判断される。

(3) 沈下量の簡易予測法



第9図　推定地下水面図 (3) (昭和55年) 数字は海抜高度を示す

以上にのべて来た結果から，つぎの仮定をたてる。すなわち，

1) 揚水による沈下体積の割合は，地域によって差があるものの，一つの地域ではそれはほぼ一定の値を示す。

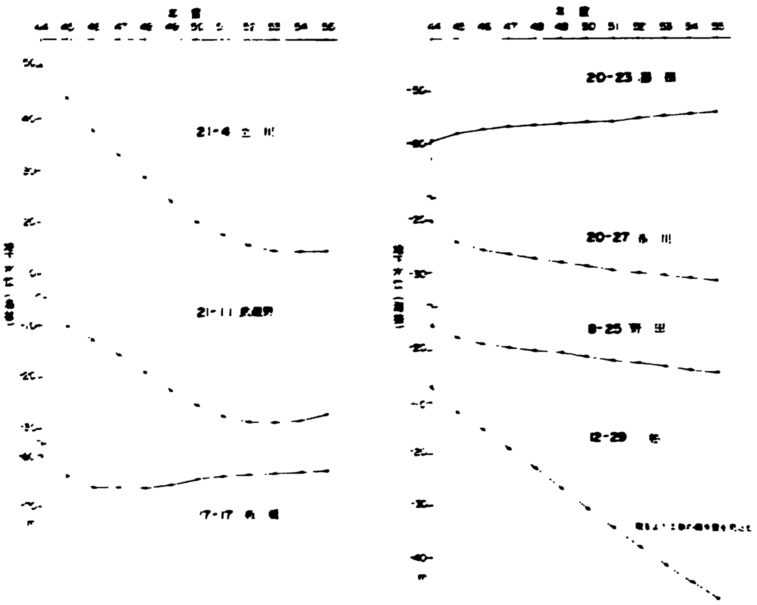
2) ある年度に行なわれる揚水による沈下量は上述の関係から求めることが出来る。この沈下量はその年度で大部分が消化されるがのこりは次年度以降に持ち越される。その比率にも地域性が認められるが，前項にのべたような資料が得られない場合には，試行的に決めるより外はない。その値は沈下量の記録によって補正され，固定される注6)。

3) 次年度の揚水による沈下量は，前年度の残留分に上積みされ。それがその年の沈下量となる。以下同様の過程がくりかえされる。

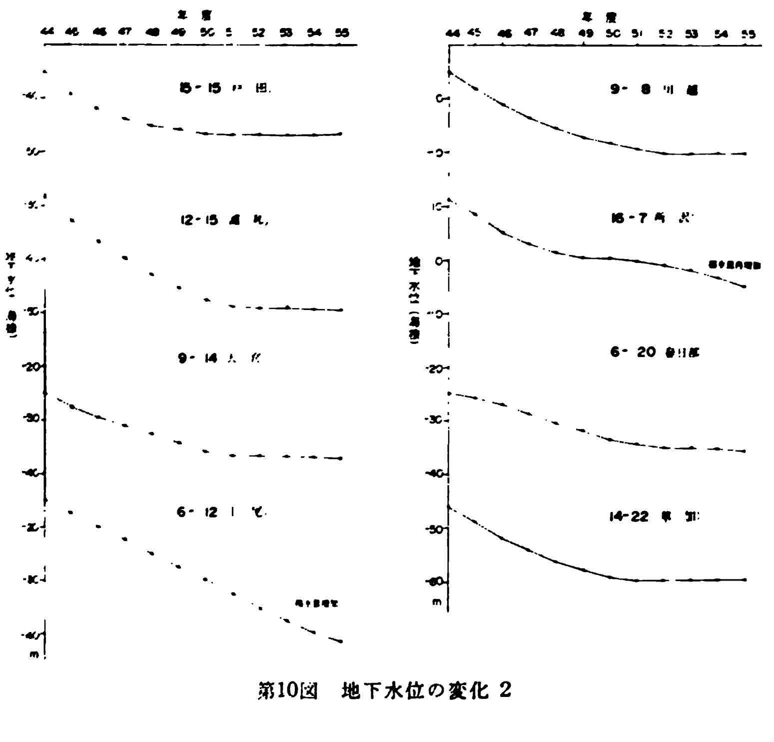
以上の仮定のもとに沈下量の簡易予測法をのべてみよう。

1) 一定期間の平均沈下体積と揚水量の比 (Q/S) を求める。この値の中には地下水の産出機構に関する要因つまり揚水に伴う補給の状態や揚水に対する地盤の応答の大きさが含まれており，前にのべたように地域によって様々な値を示す。なおこの場合 Q/S 値は年度，揚水量によって変化すると考えられるが，短期間の予測の場合には一定と仮定しても大差はない。

2) つぎに上記によって求めた沈下体積の年度毎の配分率をきめる。この数値の中には地下水の補給の



第10図　地下水位の変化 1
電子計算機によって推定された地下水位の変化



第10図　地下水位の変化 2



第11図　ブロック区分図

第３表　ブロック別揚水量　　　　(単位 m³/year)

年度 ＼ ブロック	39	40	41	42	43	44
38	1,365,100	1,873,910	2,238,545	2,876,565	3,354,715	4,297,145
45	14,025,490	13,057,875	14,607,300	14,805,495	13,942,270	13,001,665
46	19,128,920	18,758,080	19,125,270	20,549,865	15,422,710	14,387,570
47	12,047,190	13,325,785	12,608,925	15,362,120	11,743,875	12,254,875
48	3,241,930	4,009,160	4,445,335	5,861,170	6,640,080	7,841,295
49	1,613,300	1,960,415	2,244,020	2,671,070	2,748,815	3,274,780
56	15,796,835	15,465,780	18,262,775	16,794,015	14,111,265	13,570,335
57	29,357,315	32,039,700	31,330,140	33,085,425	22,544,955	22,202,220
58	18,841,665	19,663,280	18,521,560	20,837,120	16,837,450	17,514,525
59	6,908,610	7,507,320	7,899,330	8,915,125	9,738,565	11,179,665
60	2,681,655	3,019,280	3,537,580	4,232,540	4,358,100	5,055,980
67	16,584,870	17,545,185	15,284,010	14,841,995	15,831,875	16,018,390
68	44,387,650	42,275,760	38,324,270	85,437,850	31,346,200	31,425,405
69	22,025,560	19,548,305	18,434,690	15,717,995	13,146,935	15,311,750
70	14,224,780	16,157,090	15,709,600	12,385,910	12,140,630	14,401,805
71	7,564,625	7,819,030	7,997,515	7,735,080	7,954,080	8,457,085
79	29,610,625	30,495,750	27,105,630	26,259,560	25,824,845	25,670,815
80	31,404,235	26,980,070	22,207,695	18,291,610	16,268,050	17,137,480
81	24,847,010	22,989,160	18,567,550	15,208,090	14,798,560	14,574,085
82	13,349,145	11,506,625	11,573,785	11,134,325	11,162,065	11,157,320
83	8,004,085	8,976,810	9,590,375	10,009,760	10,560,545	10,999,640
92	16,785,255	11,319,380	4,946,480	4,615,060	4,115,375	3,132,795
93	14,673,730	9,042,145	9,365,170	9,626,875	9,407,145	9,226,105
94	7,283,940	8,082,195	8,650,500	9,005,645	9,455,325	9,858,285
95	6,837,910	7,262,405	7,744,205	8,084,385	8,436,610	8,694,300
101	11,024,925	7,312,410	3,983,610	3,332,450	2,801,740	2,669,975
102	5,349,075	3,183,165	3,274,780	3,364,205	3,272,225	3,193,020

ブロック番号は第11図に対応

第4表 ブロック別沈下体積

単位 m³/year

年度 / ブロック	40	41	42	43	44	45
38		962,875		1,374,750	1,007,500	1,777,750
45		963,125	1,768,000	1,755,000	1,389,375	2,555,250
46	516,250	962,000	1,122,875	1,530,750	1,330,875	2,136,875
47			494,625	1,421,875	1,083,875	1,919,125
48	575,250	741,000	1,231,750	1,766,375	1,018,875	1,631,500
49				901,875	312,000	651,625
56	1,698,125	1,709,500	3,108,625	2,357,875	1,514,500	2,739,760
57	1,810,250	2,231,125	2,523,625	2,357,875	1,881,750	2,591,875
58	1,066,250	1,090,625	1,537,250	2,187,250	1,863,875	2,539,875
59	1,551,875	1,144,000	1'927,250	2,089,750	1,503,125	2,398,500
60				1,248,000	887,250	1,174,875
65	1,784,250	1,979,250	1,909,375	2,138,500	1,686,750	2,668,375
68	1,790,750	1,711,125	1,498,250	1,456,000	1,194,375	1,688,375
69	2,228,000	1,350,375	1,568,125	1,551,875	887,250	1,473,875
70	2,179,125	1,664,000	1,841,125	2,180,750	1,805,375	2,370,875
71			952,250	1,054,625	624,000	979,875
79			593,125	910,000		1,005,875
80			216,125	651,625	34,125	648,375
81	1,408,875	1,010,750	1,088,750	1,595,750	880,750	1,347,125
82	277,875	219,375	432,250	919,750	393,250	736,125
83					1,054,625	1,196,000
92	1,589,250	1,113,125	1,425,125	2,156,375	1,135,875	1,257,750
93	1,380,875	1,321,125	1,095,250	1,924,000	1,391,000	1,664,000
94	1,264,375	1,343,875	1,768,000	3,006,250	2,799,875	3,097,250
96				1,774,500	2,518,750	2,487,875
101	2,478,125	2,725,125	2,895,750	3,545,750	2,414,750	2,598,375
102	1,563,250	2,910,375	2,808,000	3,271,125	3,636,750	3,157,375

ブロック番号は図11に対応

外に地盤の揚水に対する応答の速さにかかわる要因が含まれているものと解される。一定年度の沈下体積と当年，1年前，2年前，3年前‥‥の揚水量との間の相関度からこの配分率を推定することも考えられるが，つぎのような方法も可能である。まず実績値にもとづいて年度—沈下体積のグラフを画く。沈下の初期の段階では，前からの沈下の残留量をほとんど無視しうるものとして，Q/S 値と揚水量から求めた計算上の沈下体積と実際の沈下体積の差をとると，これが次年度以降に繰り越される残留沈下になる。次に第2年度の沈下体積から上記の結果により推定されるその年の揚水による沈下体積分注7)を差し引く。残余は前年度の残留沈下とみなすことができる。つまりこれによって第1年度から第2年度へ如何ほど沈下が残留するかがわかる。

3) 更に次の年度の沈下体積からその年の揚水による沈下体積と，上に求めた第1年度と第2年度の残留沈下率から計算した第2年度の沈下が第3年度に繰り越される残留分を共に差し引けば，残りは第1年

第5表 ブロック別平均沈下量と平均揚水量

ブロック	平均沈下量 m^3/y	平均揚水量 m^3/y	比率
37	1,534,000		
38	1,255,719	2,667,663	2.1
45	1,710,150	13,906,682	8.1
46	1,265,604	17,895,402	14.1
47	1,207,375	12,890,218	10.7
48	1,160,792	5,339,828	4.6
49	621,833	2,418,733	3.9
56	2,188,063	15,666,834	7.2
57	2,232,750	28,426,625	12.7
58	1,710,854	18,720,600	10.9
59	1,769,083	8,690,103	4.9
60	1,103,375	3,814,189	3.5
67	2,026,917	16,017,720	7.9
68	1,556,474	37,199,522	23.9
69	1,476,583	17,364,205	11.8
70	2,006,875	14,169,969	7.1
71	902,688	7,921,352	8.8
79	836,333	27,494,537	32.9
80	387,563	22,048,190	56.88
81	1,222,000	18,497,409	15.1
82	496,438	11,647,210	23.5
83	1,125,313	9,690,203	8.6
91	196,625		
92	1,446,250	7,485,724	5.2
93	1,454,375	10,223,528	7.0
94	2,213,250	8,722,648	3.9
95	2,260,375	7,843,303	3.5
100	112,521		
101	2,776,313	5,187,502	1.9
102	2,891,146	3,606,078	1.2

比率の大なるところ

46	川口，浦和
47	越谷
57	蕨
58	草加
68	板橋
69	足立
79	豊島
80	荒川
81	葛飾
82	江戸川北部

比率の小なるところ

83	松伏
101	江東
102	浦安

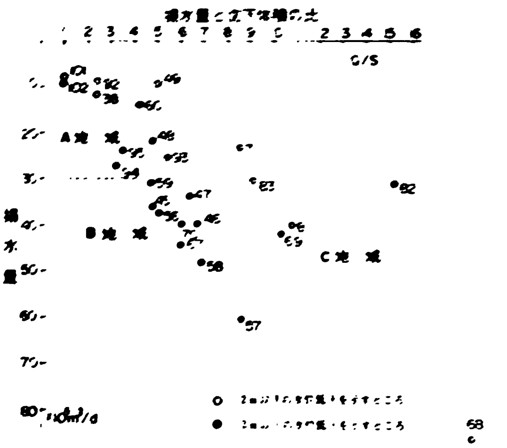
ブロック番号は第11図に対応

度から第3年度に繰り越された残留沈下量とみることができる。なお初年度の沈下率は，のちに試行的計算を繰り返した上で固定される。

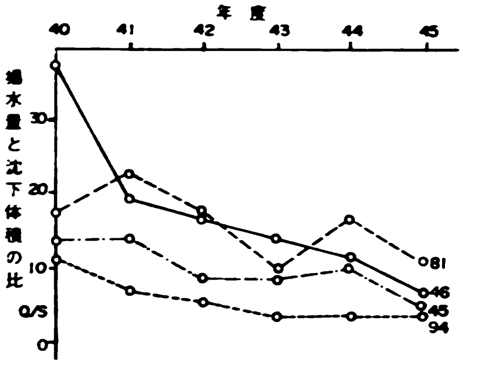
第15図に以上の手続きを図示する。

(4) 実 例

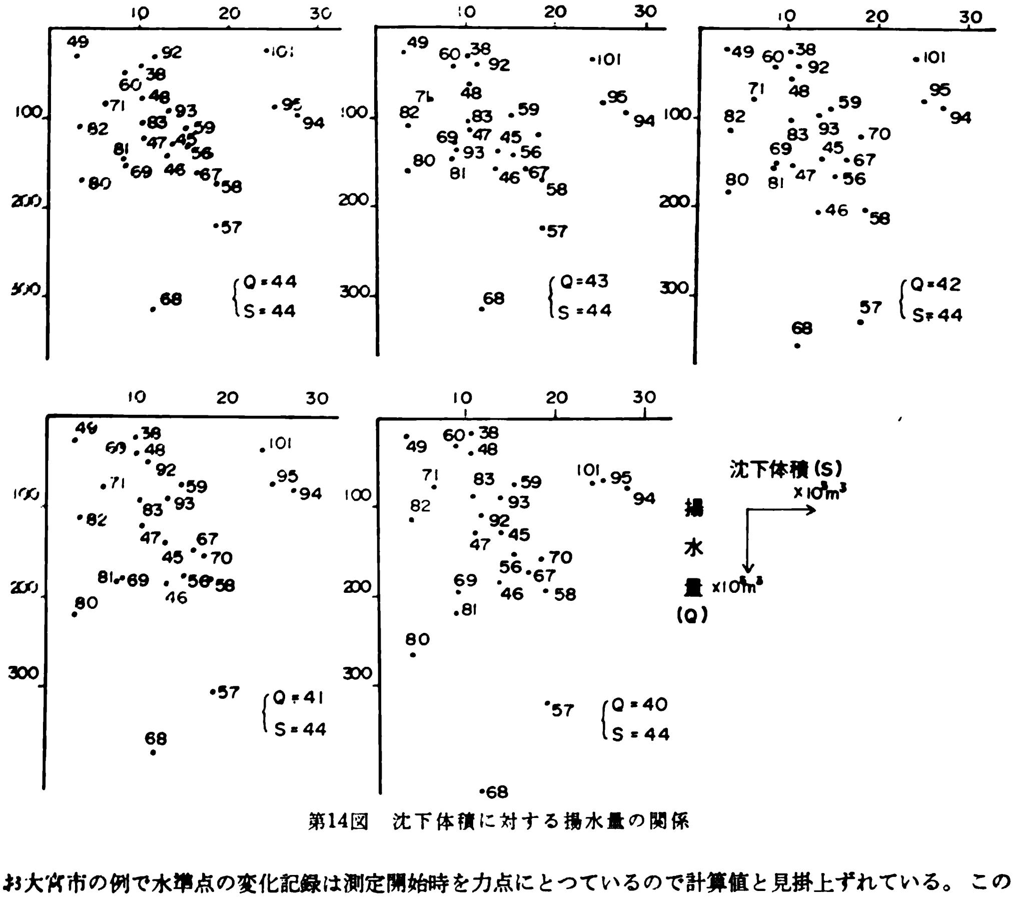
第16図は川口市と大宮市について，上述の方法で沈下量を求めたものである。(計画揚水量は第2表にもとづいている)。まず Q/S 値については第5表から川口市では8～10，大宮市では12～14と推定されるので，これを採用した。次に残留沈下の配分率は何回かの試行計算の結果，上記の比率によつて求めた沈下体積を1とした場合，両市とも当年が0.5，1年後が0.3，2年後が0.15，3年後が0.05が適当であると判断された。第16図には水準点の記録も併示してあるが，比較的よく現状を近似しているものと思われる。な



第12図　Q-QS の関係

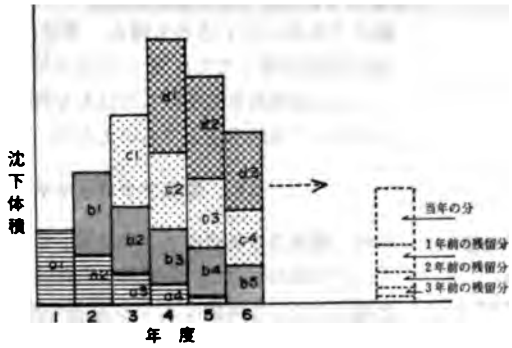


第13図　QS の年変化



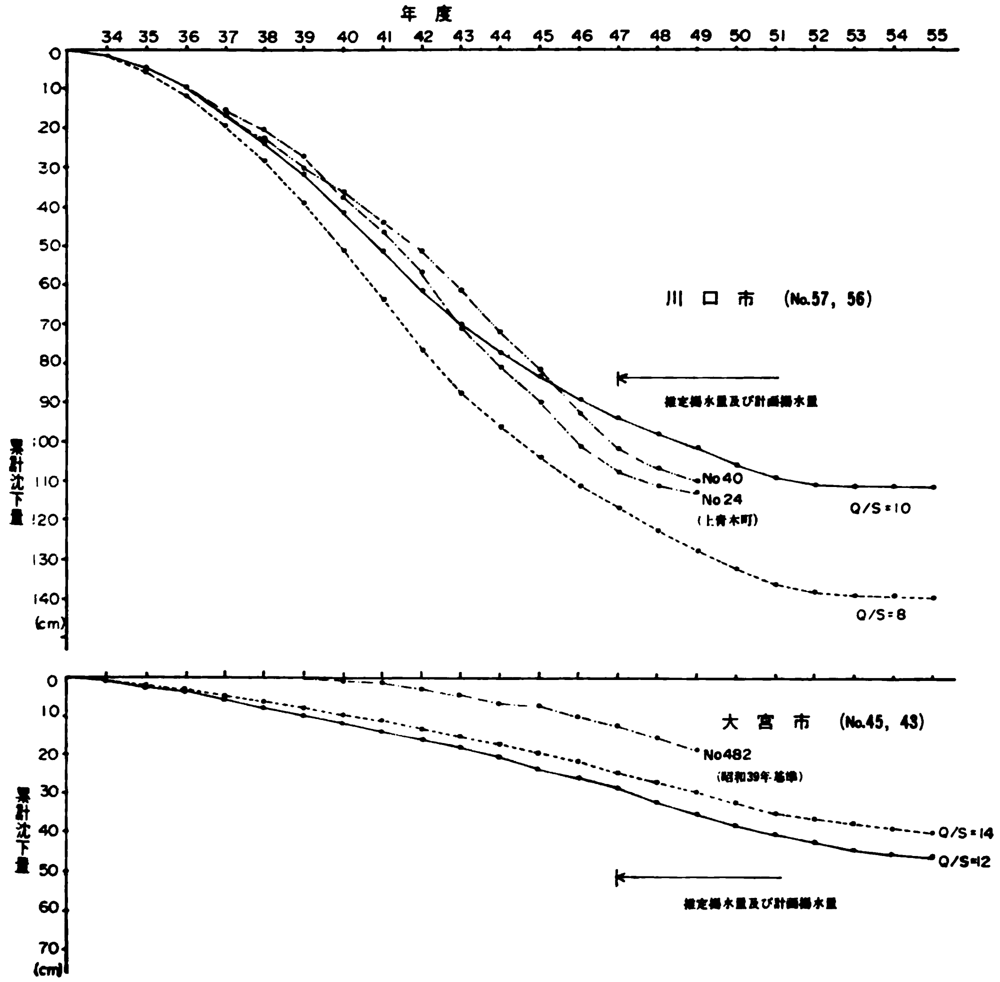
第14図　沈下体積に対する揚水量の関係

お大宮市の例で水準点の変化記録は測定開始時を力点にとつているので計算値と見掛上ずれている。この場介は曲線を平行移動し，それがほぼ一致することに注目していただきたい。いうまでもなく，ここに述べた方法にはいろいろ問題もある。理論的な根拠も全くない。しかしすべてのデータがそろわなければ計

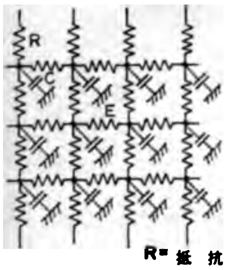


第15図　残留沈下の配分法

1. まず a_1 を求める.
2. 2年度の総沈下体積から b_1 を引く. 残余 a_2 は第1年度から第2年度に繰り越された残留沈下量である.
3. 3年度の総沈下体積から c_1 と a_1, a_2 の関係から求めた b_2 を引く. 残余 a_3 は第1年度から第3年度へ繰り越された残留沈下である.
4. 以下同様の手続きによつて残留沈下の配分率 a_1, a_2, a_3・・・・を求める.



第16図　沈下量の推定



R= 抵　抗
C= コンデンサー

第17図　R・C 回路網

算ができないというのも困る。現状は早急な解答を要求している（多少精度が悪くても）。ここに述べたものは揚水量と沈下体積という，いわば自然を相手にした巨大な実験結果を利用した一つのブラックボックス的手法とでもいえよう。

IV. 電気アナログモデルによる解析

(1) 電気アナログモデルの効用

この方法の利点は，①複雑な境界条件下でも面倒な数学的手続きを要しない。②刺激に対する応答の速度が早いので結果をみながら，その場で揚水量，井戸間隔などの各種の条件を修正し，あるいは設定することができる。③製作に要する費用が少ない。またR・C素子（抵抗コンデンサー）を自由にとりかえられるようにしておけば，一つの装置がいろいろな地域の問題に適用することができる。今回の調査では先にのべたディジタル計算に用いた帯水層定数の検討と，地下水位監視井の配置の検討にこのアナログモデルを利用した。あわせて井戸群の相互干渉の予測なども行なつた。

(2) 電気アナログモデルの原理

第17図に示したR・C回路網においてはキルヒホッフの法則から (1) 式が成り立つ。

$$\frac{V_1-V_0}{R_1}+\frac{V_2-V_0}{R_2}+\frac{V_3-V_0}{R_3}+\frac{V_4-V_0}{R_4}=C\frac{\partial V_0}{\partial t}\cdots\cdots(1)$$

ここに

$R_1 \sim R_4$；抵抗

C；電気容量

$V_1 \sim V_4$；周辺ノッドの電位

V_0；対象ノッドの電位

抵抗値が等しければ

$$\frac{1}{R}\sum_{i=1}^{4}(V_i-4V_0)=C\frac{\partial V_0}{\partial t}\cdots\cdots(2)$$

(2) 式は JACOB (1950) が示した二次元非定常流の式を差分近似した式

$$T\cdot\sum_{i=1}^{4}(h_i-4h_0)=a^2S\frac{\partial h_0}{\partial t}\cdots\cdots(3)$$

ここで　h_i；周辺ノッドの水位

h_0；対象ノッドの水位

a；グリッドの一辺の長さ

S；貯留係数

T；透水量係数

と対応し，アナロジーが成立する。ここで両者の関係を一対一に対応させるためには，次のスケールとファクターを決める必要がある。

$$\left.\begin{aligned}K_1&=\frac{q}{D}\\K_2&=\frac{h}{V}\\K_3&=\frac{Q}{I}\\K_4&=\frac{t_d}{t_s}\end{aligned}\right\}\cdots\cdots(4)$$

q	電荷量	クーロン
D	水量	m^3
h	水位	m
V	電位	ボルト
Q	流量	m^3/day
I	電流	アンペア
t_d	揚水時間	
t_s	パルス幅	

一方モデルに用いる抵抗値は

$$R=\frac{K_3}{K_2T}(\text{オーム})\cdots\cdots(5)$$

コンデンサーの値は

$$C=a^2S\frac{K_2}{K_1}(\text{ファラッド})\cdots\cdots(6)$$

から求められる。

揚水率はパルス発生器とモデルの間に既知の抵抗を挿入し，そのときの電位降下量を計り，オームの法則から

$$Q=K_3\frac{V}{R}\cdots\cdots(7)$$

によって求める。

(3) スケールファクターの決定

この調査で用いたスケールファクターを参考までに示せばつぎのようである。

1) $K_2=1$　　電位1ボルト　　水位1m

2) $K_3=2\times10^7$

抵抗	透水量係数
10 kΩ	2,000 m²/day
20 kΩ	1,000 m²/day
40 kΩ	500 〃
⋮	⋮
200 〃	100 〃

3) $K_4=3.65\times10^7$

パルス幅	揚水日数
10 μsec	365 日

4) $K_1=K_3\times K_4=7.3\times10^{14}$

一辺2,000 m として

$C=0.55\times S\times10^{-8}$

電気容量	貯留係数
1500 pf	0.27
1000〃	0.18
500〃	0.09

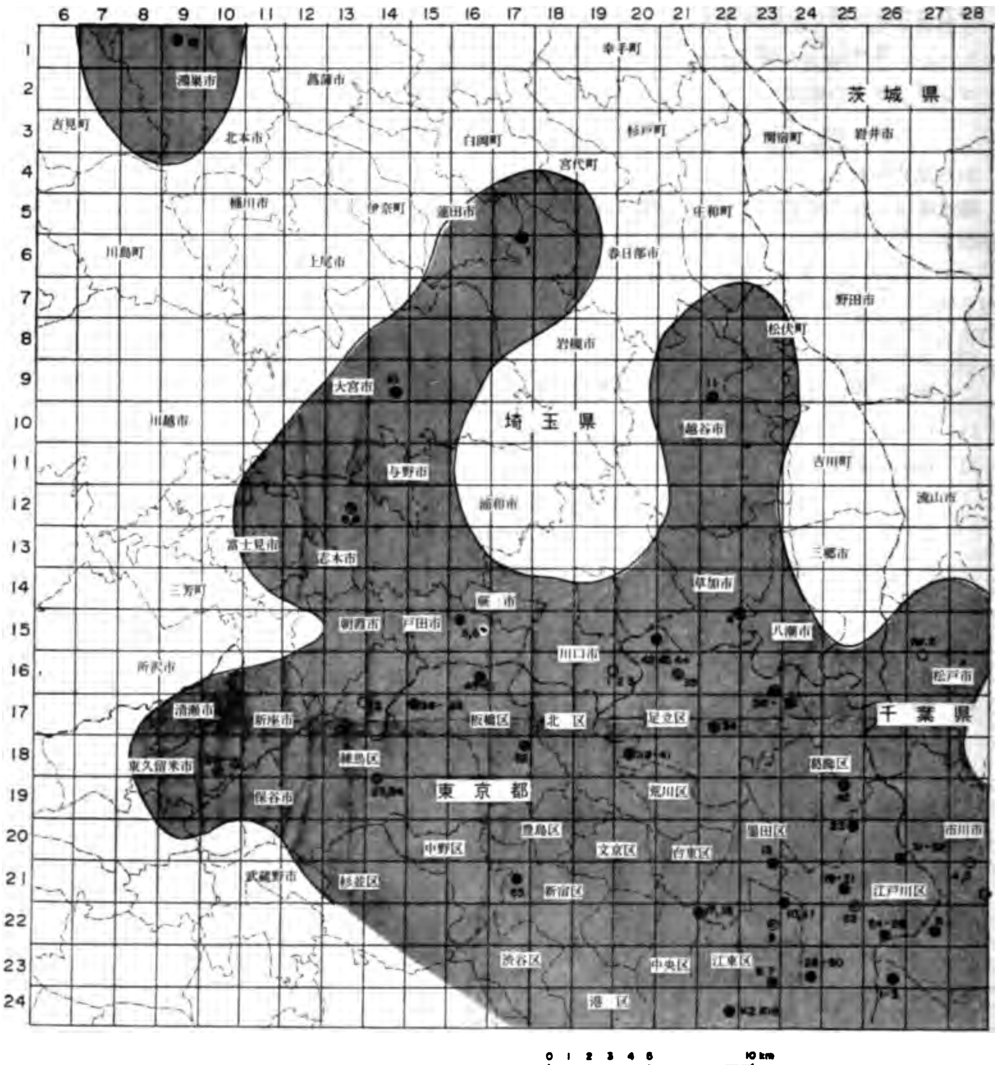
なお装置の写真を末尾に示しておく。

(4) 解析例

a. 地下水位変動の監視

調査地域には現在，第18図に示した位置に地盤沈下観測井が設置されており，水位の継続観測が行なわれている。

地下水の十分なモニタリングを行なうのに必要な観測井の本数と分布を知るためには，地下水汲み上げによる水位変動の状況を現在の観測井でどれ位キャッチ出来るかを検討しなければならない。第18図には，現状の揚水量に加えて，一方眼当り（4×10^6m²）1日5,000 m³の揚水が新らたに追加されたとした場合，この影響を上記の観測井群が年間水位低下量10 cm，以上の精度でキャッチ出来る範囲が示されている。図でわかるように，埼玉県北部，中央部，西部，千葉県北部，東京都西部では地下水位の現況を把握できないことがわかる。第19図に日量3,000 m³ の場合であるが，監視可能の範囲は更にせまくなつていることが示されている。

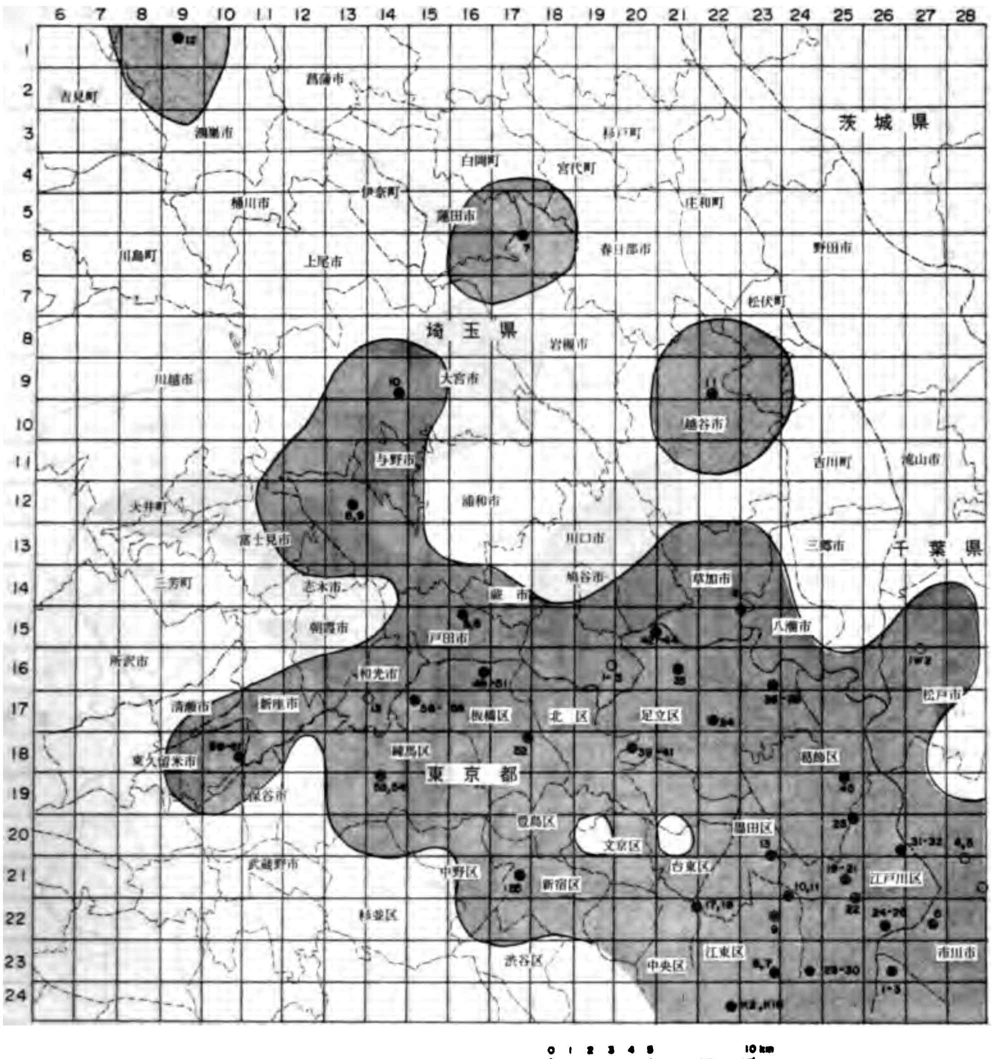


第18図　1日5,000 m^3 揚水による影響を年間水位低下 10 cm 以上の精度でキャッチしうる範囲

b.　地下水利用の相互干渉

地下水利用による水位低下が，どの範囲にどの程度の大きさで及ぶが，また同時に他地域での揚水の影響とどの様に干渉し合うか，さらにその干渉の大きさをある限度以下にとどめるためには，揚水量を如何にコントロールすればよいか，などの問題は，地下水汲みあげをゼロに近づけてゆく過程での段階的な措置として必要と考えられる。このような問題では，揚水量の削減量とその地区別の組み合せ注6) が多岐にわたるため，競合の度合いを下げるための揚水量の分配は試行的に検討された上で決定されることとなろう。

結果の精度を上げるためには，ディジタル計算によらねばならないが，たくさんの事例を早く処理し，さらにその結果をみて計画を修正してゆくというような場合には，アナログモデルの方が有効である。

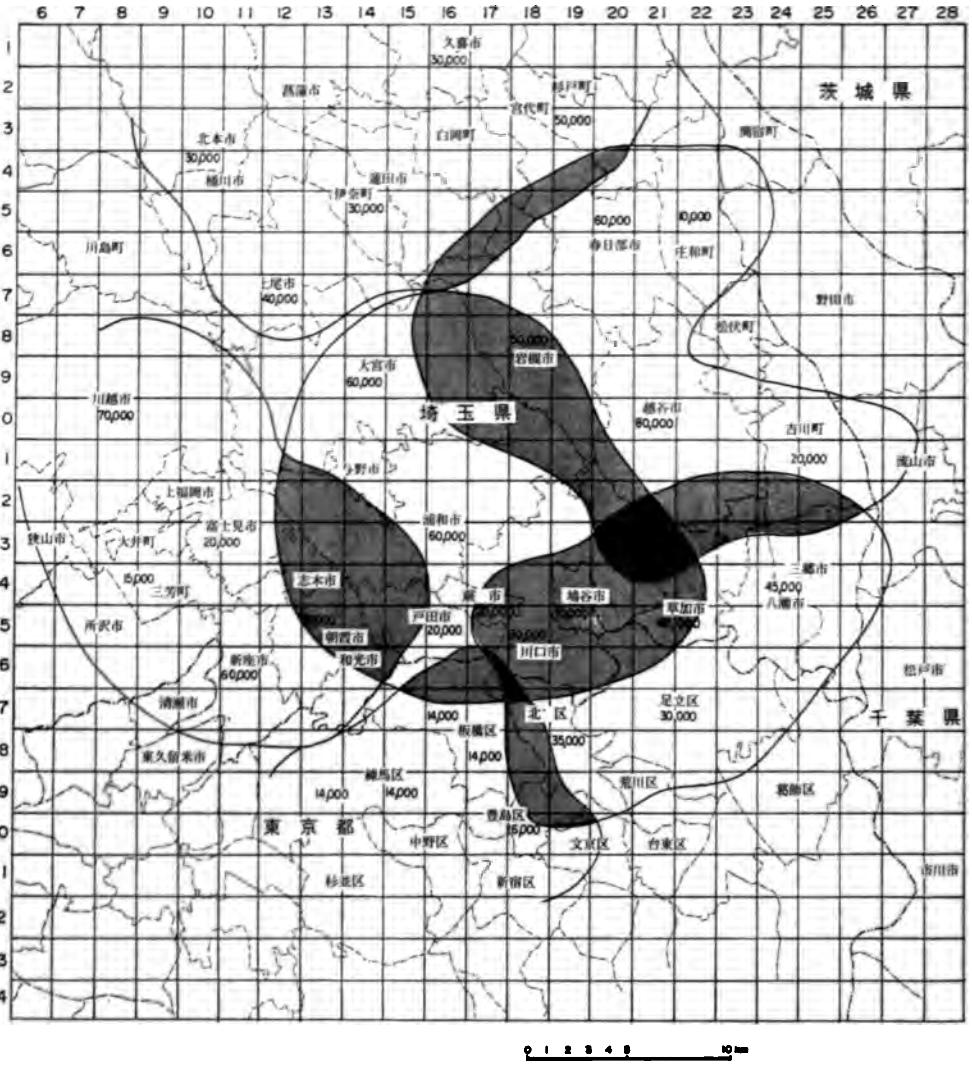


第19図　1日3,000 m^3 揚水による影響を年間水位低下10 cm以上の精度でキャッチしうる範囲

第20図に一例を示す。これは昭和45年時の地下水汲み上げの影響が年間1 mの水位低下としてあらわれる範囲を示したものである。

なお，揚水量は次のような地区別に分けたものを入力データとした注9)。これから地域間の干渉の様子がわかる。図中斜線で示した地域がこれにあたる。

埼玉県南部地区(1)　大宮，川口，浦和，蕨，戸田
埼玉県西部地区　川越，富士見，福岡，三芳，大井，志木，朝霞，和光，新座
埼玉県北部地区　北本，桶川，上尾，蓮田，伊奈，久喜，杉戸，宮代
埼玉県東部地区　庄和，春日部，岩槻，越ケ谷，吉川
埼玉県南部地区(2)及び東京都北部(1)　草加，八潮，三郷，鳩ケ谷，足立，北
東京都北部(2)　板橋，練馬，豊島



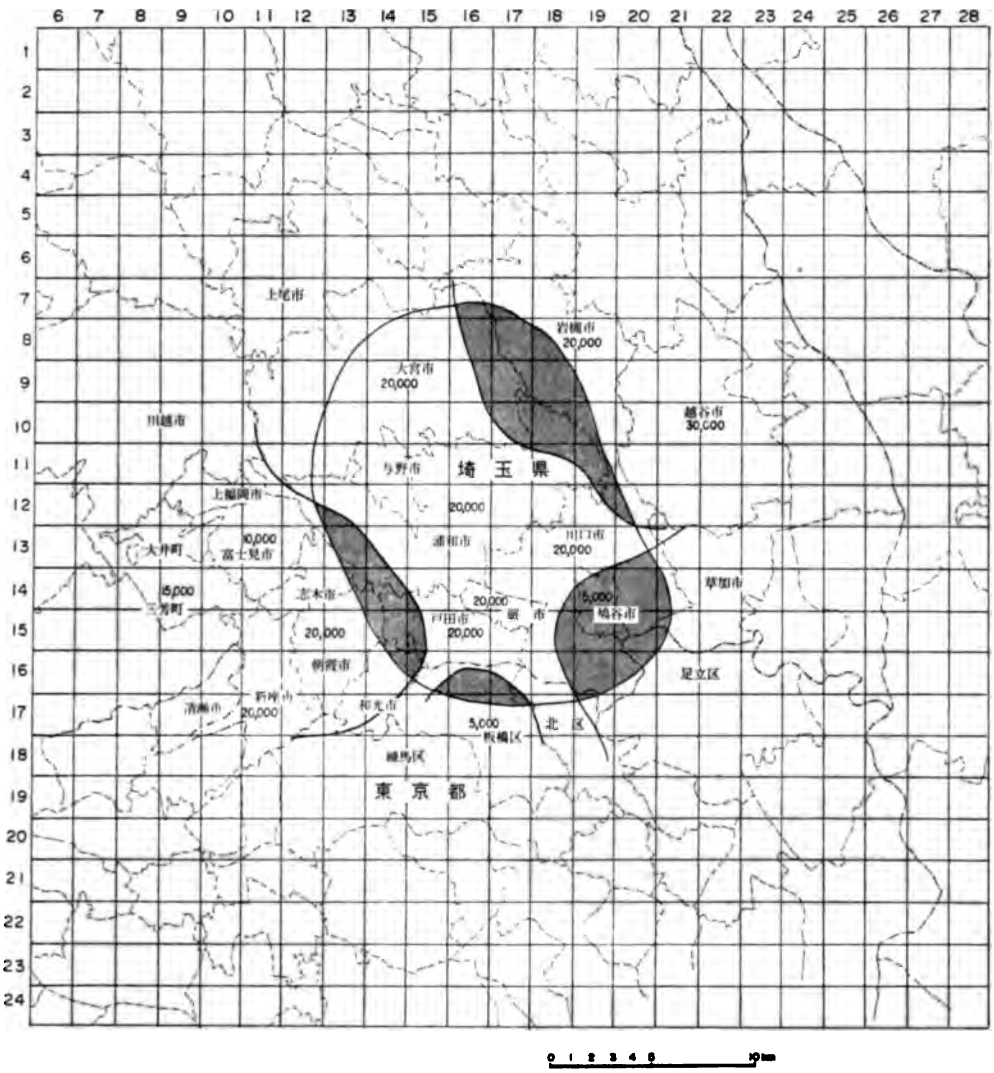
第20図　揚水による水位低下が年1m以上に達する地域(図中の数字は1日当りの揚水量)

このような図をもとに干渉地域の減少に必要な揚水量の低減策が講じられることになる。

第21図はその一例で，図中に示したように揚水量を削減した場合に予想される干渉域の縮小の様子が画かれている。

V. おわりに

最後に地盤沈下に関連して二三雑感をのべてみたい。最近東京の江東地区をはじめ，川崎市の臨海部などで地下水位が急速に回復し，ちよっとした話題となっている。しかしこれは別に驚くべき現象ではない。本文の中でもふれたように，地下水は全体として静水圧分布の上で平衡を維持しようとしているので，ある層準の地下水が揚水され，その部分の水位が低下しても，揚水の停止とともに，上下あるいはそのまわりから地下水が補給されるからである。



第21図　揚水の削減に伴う干渉域の縮小（図中の数字は1日当りの揚水量）

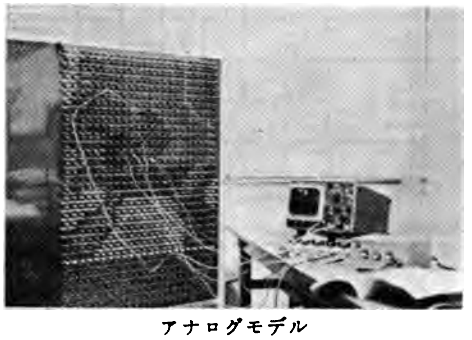
現在は過酷な地下水揚水のため極度に強調された“ひずみ”が急速に癒されようとしている段階であるといえる。

このような現象は，はじめは急激に行なわれるがやがて緩慢となり，漸減するであろう。このような推論は，この地域の地下水があたかも一つの“たらい”の中につめた砂の中の水のように横にも縦にもつながったひとつづきの水であることを考えれば容易に理解することができよう。本文にのべて来た内容はすべてこのような考えを前提としている（地下水の補給はほとんど地下深所からの“湧き上り”によるものと考えられる)。

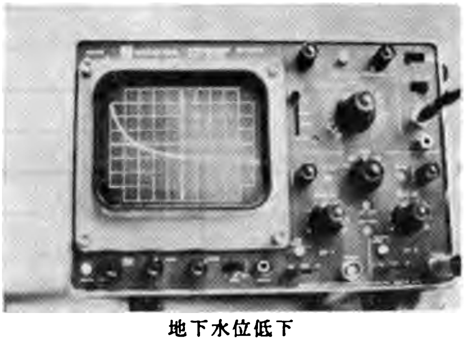
さて，地盤沈下問題はよく古くて新しい問題だと云われる。古いというのはこれがはじめて注目されたのが昭和の初期にまでさかのぼり，すでにその原因もかなり明確におさえられていたということであり，

新しいというのは，それにもかかわらず，いまだにその現象が連綿として進行し，かつ拡大しているということである。このような原因を作つた最大の犯人は「地下に自然の流れがあるから地下水は使つても補給される」というあやまつた考え方である。ごく表層部の地下水と一部の特殊なケースをのぞいて一般の地下水は，一方で揚水されないかぎり流動しないと考えるべきである。

地盤沈下に関連した問題で科学的に解明されなければならないといつたようなものは，ほとんどなく，あるとすれば地下水の行政という人間の側にある問題だけであるというのが筆者の見解である。



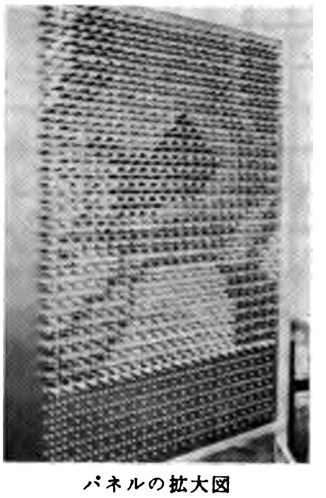
アナログモデル
（中央部が大宮，浦和；南部が杉並，世田谷）



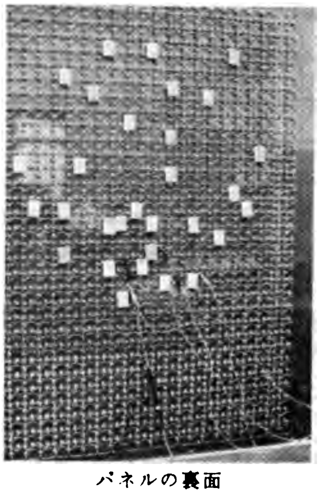
地下水位低下
（縦軸が地下水位，横軸が時間）



抵抗，コンデンサー
（これらが自由にとりかえられるようにしてある）



パネルの拡大図
（R・C素子をターミナルに差し込むだけで回路が形成されるようになつている）



パネルの裏面

注および参考文献

注 1) 年間揚水量の算出にあたつては上水道，専用水道，雑用水の各水源井は365日，工業用井戸は300日稼動するものとし，農業用井戸は巻末に掲げた資料23) によった．

注 2) 例えば和達(1940)によるもの，LOHMAN (1961)によるもの，または三木(1969)によるものなどある．しかし実際にはこのことはほとんど不可能に近い．厳密な値を要せず，大略の地盤沈下の傾向を把握しようとする場合は，地下水位という変数を介さずに揚水量と沈下量の実績値をベースとして求めた方が手つ取り早い．これはつぎの２つの手続きをもととして行なわれる．すなわち一つは沈下体積と揚水量の関係であり，他はその時間的配分である．

注 3) 以下沈下体積をS，揚水量をQ，両者の比を Q/S と略号をもつて記述することにする．

注 4) 資料の粗密の問題もあり，絶対値より年度間の相対的な関係に意味を有するものと解すべきである．

注 5) この場合は沈下体積ではなく，年間収縮量を用いている．

注 6) 一回決めておけば，その比率はほとんど変更しなくても良い．

注 7) １年次から２年次以降に繰り越される沈下の割合が上述によつて求められているのでこれを利用して推定する．

注 8) たとえば競合地域での揚水量をおさえて，これを他の非干渉地域にふり分けることなどである．

注 9) この例では埼玉県中央部に焦点をおいて検討している．

1) 南関東地方地盤沈下調査会(1971)：南関東地域広域地盤沈下調査報告書．
2) 南関東地方地盤沈下調査会(1972)：南関東地域井戸資料台帳．
3) 南関東地方地盤沈下調査会(1973)：南関東地域広域地盤沈下調査報告書(Ⅲ)．
4) 南関東地方地盤沈下調査会(1973)：南関東地域の地盤沈下—現況と対策—．
5) 南関東地方地盤沈下調査会(1974)：南関東地域地盤沈下調査総合報告書．
6) 南関東地方地盤沈下調査会(1974)：南関東地域地盤沈下調査対策誌．
7) 東京都(1969)：江戸川における地下水理解析調査報告書．
8) 東京都(1970)：東京都地下水利用実態調査報告書(昭和45年度)．
9) 東京都(1971)：東京都地下水利用実態調査報告書(昭和46年度)．
10) 東京都(1972)：東京都地下水利用実態調査報告書(昭和47年度)．
11) 東京都(1973)：東京都地下水利用実態調査報告書(昭和48年度)．
12) 東京都(1974)：東京都地下水利用実態調査報告書(昭和49年度)．
13) 東京都(1975)：東京都地下水利用実態調査報告書(昭和50年度)．
14) 千葉県(1967)：葛南地域地盤沈下観測井調査報告書．
15) 千葉県(1967～1969)：地下水位観測資料．
16) 千葉県(1972)：千葉県の地盤沈下．
17) 千葉県(1972)：千葉県公害研究所研究報告 Vol. 1
18) 千葉県(1973)：千葉県の地盤沈下．
19) 千葉県(1973)：深層地盤沈下のメカニズム研究(船橋ガス田について)．
20) 埼玉県(1970)：埼玉県の地下水利用実態調査報告書(昭和45年度)の付図．
21) 埼玉県(1969)：埼玉県南東部地域地盤沈下調査報告書．
22) 埼玉県(1970)：埼玉県の地下水利用実態調査報告書(昭和45年度)．
23) 関東農政局(1972)：農業用地下水調査特殊地区取水施設台帳．千葉県，埼玉県，茨城県．
24) 経済企画庁・国土調査課(1963)：全国地下水(深井戸)資料台帳—関東編—．
25) 経済企画庁・国土調査課(1972)：全国地下水(深井戸)資料台帳—関東編—．
26) 関東地区地盤沈下調査測量協議会(1965～1970)：地盤沈下等量線図．
27) 一都三県地盤沈下対策連絡協議会(1968)：一都三県の地盤沈下．
28) 東京都土木技術研究所(1971)：東京における地盤沈下調査概要—地質と地下水—．
29) 新藤静夫(1971)：南関東の被圧地下水．日本学術会議地質研連水文地質小委員会．日本地下水学会，シンポジウム論文集．
30) 新藤静夫(1972)：南関東の地下水．土質工学会誌，20, No. 5.
31) 新藤静夫，柴崎達雄，鎌田　烈(1972)：関東平野における地下水の涸渇．日本地質学会第79年学術大会シンポジウム論文集．
32) 森川六郎(1969)：埼玉県南東部の地盤沈下．応用地質，10, No. 3.

33) 森川六郎(1970)：埼玉県東部の地質と地下水，文部省科研費研究報告.
34) 宮地直己(1967)：土層の局部的収縮の研究—東京の地盤沈下に関連して—. 東京都土木技術研究所報告, No. 44.
35) 尾崎　登，稲葉　佳(1968)：最近の江東地区地盤沈下と今後の見通し，東京都土木技術研究所報告, No. 45.
36) 遠藤　毅，山田信幸(1970)：下町低地帯における洪積層表面の変動. —東京における地盤沈下の研究(1)—，東京都土木技術研究所報告, No. 46.
37) 遠藤　毅，行徳智好(1970)：深層部の層間収縮について —東京における地盤沈下の研究(2)—. 東京都土木技術研究報告, No. 46.
38) 東京都：地盤沈下観測成果.
39) 千葉県：地盤沈下観測成果.
40) 埼玉県：地盤沈下観測成果.

(1975年11月21日受理)

地学雑誌 85, 2 (1976)

1975年4月21日大分県中部の地震にみられた断層活動に関連させ得る現象

松田磐余* 田村俊和* 望月利男**
国井隆弘***

Some Evidences of Faulting Associated with the Earthquake of April 21, 1975 in the Central Part of Oita Prefecture

Iware MATSUDA, Toshikazu TAMURA, Toshio MOCHIZUKI and Takahiro KUNII

はじめに

1975年4月21日に大分県中部に中規模の地震が発生した。震央は33.08°N, 131.20°E, 震源の深さは0km, マグニチュードは6.4である（気象庁 1975）。この地震により，大分県中部の庄内町，九重町，直入町，湯布院町などを中心に，家屋の倒壊，斜面の崩壊，道路破損などの被害が生じた。

筆者らは，墓石の転倒を利用した加速度分布，建築物・土木構造物の被害，斜面崩壊，ならびに地震断層の調査を行った。その結果，地震断層の露頭は確認できなかつたが，その他の調査から，地震断層と関連させ得るいくつかの現象を明らかにすることができた。

I. 墓石の調査からみた加速度分布

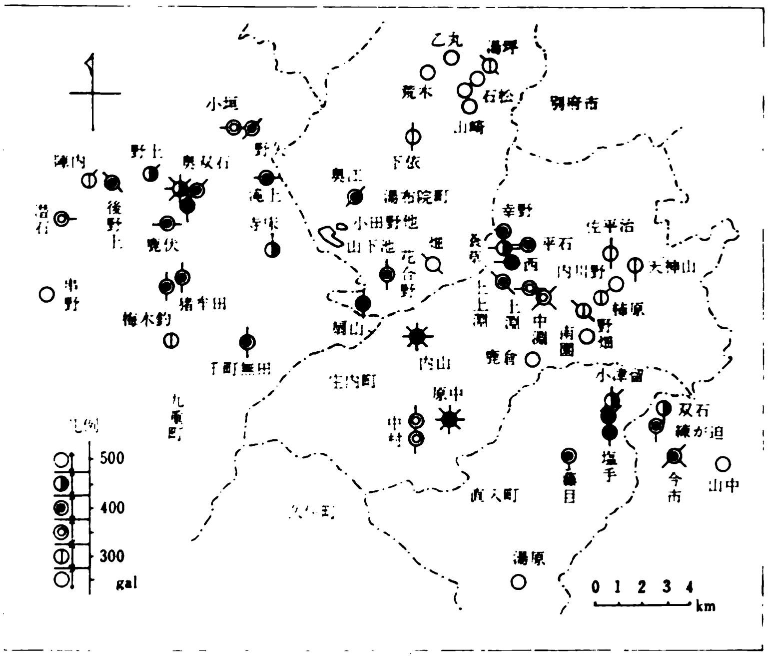
地震被害地で墓石の転倒状況を調査し，その地域に作用したと考えられる加速度の大きさ，もしくは震度を推定することは，しばしば行なわれている。とくに，今回の地震のように，内陸型の中規模地震の場合には，加速度の分布は，活動したであろう断層沿いに特定な分布をすると考えられるので，重要な調査の一つと言える。

墓石の調査は4月23日から27日に行い，補足調査を5月8日から11日に行つた。調査した墓地の多くは，10数個から数10個の墓石が存在する共同墓地である。小規模な共同墓地や個人の専有墓地での調査結果は参考にとどめた。それは，墓石の数が少なかつたり，その型が同じであるために，しばしばすべての墓石が転倒しているからである。

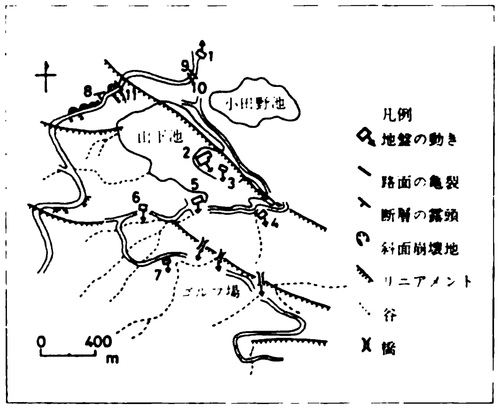
転倒した墓石を計測するときには，低い台石上に底部をのせて転倒しているものが最適であるので，この条件にできるだけ近いものを選ぶようにした。また，台石がきちんとしていなかつたり，傾斜しているもの，崖の端にあるものは除いた。転倒しなかつた墓石の調査では，転倒を予防する処置がとられているものを除いた。以上のことを考慮して，寸法からみて転倒しそうでしなかつた墓石，および転倒した墓石のうちで転倒しにくいものを選んで計測した。前者からは，推定加速度の上限が，後者からは下限が得られる。したがつて，この方法では，各地の推定加速度がある程度の幅をもつて定められる。

調査結果を第1図に示した。図には推定加速度の他，墓石の転倒方向も示してある。推定加速度の大きい地域は，九重町野上から，庄内町内山を通り，野津原町今市に至るまでの約25 km にわたり，幅数 km で帯状に分布し，かつ，被害の顕著な地域と一致している（地質調査所，1975，望月・宮野，1975）。また，その方向は，おおむね WNW—ESE で，初動の押し引き分布の nodal line の一つの方向と一致している。したがつて，この方

* 東京都立大学理学部地理学教室 ** 東京都立大学工学部建築学教室 *** 東京都立大学工学部土木工学教室 Tokyo Metropolitan University.



第 1 図　墓石調査による推定加速度およびその主方向の分布



第 2 図　山下池周辺地区で求められた地盤の動き

向の地下の断層が活動した疑いが濃いという意見(東京大学地震研究所，1975，地質調査所，1975)と調和する。なお，墓石の転倒方向は九重町と鹿伏と滝上を除けば，N—S 方向が卓越する[1]。

II. 建築物被害などからみた地盤の動き

1. 湯布院町山下池周辺地区

この地区には九重レークサイドホテルの倒壊，別府阿蘇有料道路の崩壊など，被害が集中している。この地区では 17 棟[2]の建物の被害状況を調査した。このうち 8 棟は鉄筋コンクリート造である。被害状況を調査した建物のうち，7 棟からは地盤の動きが求められる（第 2 図）。

第 2 図の地点 1 の建物は，小田野池レストハウスである。この建物は鉄筋コンクリート造 1 層か

らなる人工地盤と，その上に建つ鉄骨造平家からなる。鉄筋コンクリート造からなる部分のSE部は，完全に開放された純ラーメン造になっている。この純ラーメン部を構成する8本の柱のうち，SE側の5本に特徴的な被害がみられる。すなわち，柱頭と柱脚に著しい曲げせん断亀裂が生じ，一部では主筋が露出している。亀裂は柱頭ではS側隅角面，柱脚ではN側隅角面で著しい。これは地盤がN方向に特に激しく動いたことを推測させる。

地点2の建物は九重レークサイドホテルである。この建物は地上4階，地下1階の鉄筋コンクリート造で，転石まじりの火山灰からなる地盤を直接基礎にしている。著しい倒壊は建物のNE部に生じている。聞きとり調査によると，約30秒ほど続いた地震動のうち，最初の5秒ないしそれ以内で倒壊したという。この部分は全体としてN方向に4°～5°傾斜している。一方，倒壊をまぬがれたSW部では，建物の屋上にあるエントツがN方向へ倒壊している。また，この部分では，各階の壁面にSあがりのせん断亀裂が卓越し，そのうえ，これらの亀裂にX状に交差する亀裂はみられない。この様な被害は，建物の基礎がS方向へ動き，かつ，建物頂部がそれに追随できないため，一定限度以上のせん断変型が生じた場合にみられる。したがつて，この建物に被害を与えた地盤の動きは，建物に位相遅れを生じさせるのに十分なほどの短周期で，S方向に動いたと推測できる。また，それに前後する振動，すなわち，N—S方向のくり返し地盤変位は，建物に直接被害を与えるほど大きくはなかつたか，あるいは長周期であつたかのいずれかが考えられる。この点に関しては，この地区の近くに強震計が設置されていなかつたので，どちらとも決めがたいが，大分港における強震計の記録には，卓越した長周期成分は認められていない（片山ほか1975）。

木造建物では，狩場亭 (3)，山下クラブハウス (4)，山下湖畔荘 (5) に付属する建物，民家 (6)，ゴルフ場管理事務所付属建物 (7) が，すべてN方向に傾いているのがみられる。とくに狩場亭はN方向への傾斜が著しく，柱脚が基礎から同方向に最大40～50 cm も移動している。また，山下クラブハウスでは，建物内部のロッカーや木製戸棚もN方向に転倒していた[3]。これらの現象も地盤のS方向への動きを示している。

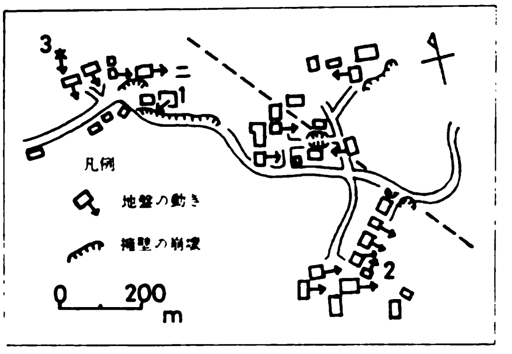
なお，小田野池レストハウスの北にある有料道路の料金徴収所はW方向に傾むいて倒れていた。これは，E—W 方向に倒れやすい構造をしていたことが原因と考えられる。ただし，柱の破壊位置付近には，N—S 方向のせん断亀裂が明瞭に残されている。

山下池の南にあるゴルフ場内には，ほぼNW-SE 方向のリニアメントを構成している谷がある。この谷にはほぼ N-S 方向に3本の橋が架けられている。いずれの橋も長さ約70 m の2ヒンジアーチ歩道橋である。これらの橋では，表土とともに橋台がN方向へ移動しているという共通点がみられた。橋端では両側とも橋げたと橋台胸壁とが衝突したあとが見られ，橋の変状は橋が明らかに橋軸方向の圧縮力を受けたことを示している（国井・福井，1975）。また，N側のヒンジ支点のフーチング基礎が，谷側において，地面とすき間を見せているのに対し，S側の基礎にはこの様なすき間が見られない。すなわち，S側が地すべりを起していると思われる。したがつて，リニアメントのS側で地盤がS方向に動いたと考えると被害の説明がつきやすい。

2. 庄内町内山地区

内山地区は最も被害の著しかつた地区の一つである。大分県庁の発表では，戸数12で，全壊棟数が12，したがつて倒壊率は100%となっている。また，非住家の倒壊が9棟となっている。しかし，空中写真を利用して調べると，小規模な建物まで含めて建物棟数は35になる（第3図）。完全に倒壊しているのは古いわら屋根の物置と，ブロック造の腰壁を持つ家屋の2棟のみであつた。

聞きとり調査によると，被害は振動のくり返しによるものではなく，一瞬のうちに発生したという。また，モルタル外壁の新しい家屋でも，水平振動のくり返しによつて生じるような亀裂はほとんどみられず，一方向へ向う斜め亀裂や，縦もしくは横亀裂が多い。柱が損傷した家屋がみられるなど，激しい地震動があつたと思われるが，その継続時間は非常に短かかつたと考えられる。



第3図　内山地区で求められた地盤の動き

この地区でみられた家屋の傾斜，瓦の移動ないし家屋の倒壊方向から求めた地盤の動きを第3図に示した。集落の NE 部では，家屋はEないし SE 方向に傾いているが，その他のところでは，地点1および2の建物の例外を除いて，Wないし NW 方向に傾いている。地点1の家屋はS側の盛土の崩壊による影響を受けているし，地点2の家屋はブロック造の腰壁を持っているので，その影響と考えられる。

集落の西のはずれの地点3では，直径2m を越える転石が移動している。この転石は水田の中にあり，地盤に対して相対的に15 cm ほど NNW 方向に動いている。したがって，地盤が SSE 方向に急激に動いたと考えられる。

3．その他の地区

建築物の傾斜，移動，亀裂の発生などから地盤の主要な運動方向が推定できたのは，前述した地区の他には，湯布院町扇山，花合野，九重町寺床，直入町塩手がある。いずれの地区でも主要な方向はS方向である。

III．地盤の動きからみた地震断層

1．湯布院町山下池周辺地区

山下池周辺地区での地盤の動きは，地点1がN向きである他は，すべてS方向の成分を持つ（第2図）。すなわち，地点1と2の間のどこかを境にして，N側ではN方向へ，S側ではS方向の成分を持つ地盤の動きがみられる。

地点1と2の間には，山下池の北東岸を通り，ほぼ NW-SE の走向を示すリニアメントがある。また，山下池の西のはずれまで西方から延長されてくるほぼ E-W の走向を示すリニアメントのE方向への延長も地点1と2の間を通る可能性がある。この他には，地点1と2の間には，リニアメントは存在しない。村井・金子（1975）による図にも，この地点付近では，この他に明瞭なリニアメントは描かれていない。

ところで，別府阿蘇有料道路はこれらのリニアメントを横断している。もし，これらのリニアメント沿いのところで，地震断層が発生したならば，リニアメントを横断する地点で，有料道路は著しい被害を受けるはずである。しかし，そのような被害はみられなかつた。また，これらのリニアメント間の地点8では，N 80°E の走向を持つ断層の露頭があつたが，その延長が有料道路を横断する付近にも被害はみられなかつた。したがつて，この断層が活動したとは考えられない。既存の断層面に沿つて小規模な崩壊が発生しただけである。

有料道路の被害で注目されるのは，地点1の南にみられる亀裂である。この付近は比較的平坦

第1表　別府阿蘇有料道路でみられた亀裂のずれ　(cm)

地　点	亀裂の一般走向	道路北側の擁壁	北側路側帯と車道の境界線	センターライン	南側路側帯と車道の境界線	道路南側の擁壁
9	N 25°W	右 0.5	左 2.0	右 4.0	右 3.5	左 3.5
10	N 40°W	左 3.0	右 1.0	右 1.0	右 1.5	左 4.5

で，これらの亀裂は斜面崩壊や盛土の崩壊にともなうものではない。これらの亀裂のうち，地点9と10では，道路の擁壁，センターライン，路側帯と車道の境界線にずれが認められる（第1表）。擁壁の亀裂にみられるずれの向きと大きさは地点9の北側の擁壁が右ずれ0.5cm を示す他は，すべて左ずれで，動きの大きさも3.0～4.5cm と大きい。また，地点9と10の間でも，道路南側の擁壁のみに左ずれ3.0cm の亀裂がみられた。

なお，路面のアスファルトに描かれているセンターラインなどの線は，そのほとんどが擁壁のずれとは逆の右ずれを示す。これは，擁壁はその根が深く地盤中に入っているので，地盤の動きがそのまま亀裂に現われるのに対して，路面上の線は砂利とアスファルト[4]が急激に動いた地盤についていけずに，路床上を滑ったためと考えられる。斜面の崩壊にともまう路面の被害では，擁壁と同一方向に砂利やアスファルトが引きずられ，センターラインなどの線も擁壁と同じ方向のずれを示している。地点9および10では，擁壁のずれとセンターラインなどのアスファルト上の線のずれが逆になっていることも，地震断層の活動によることを示している可能性があろう。なお，亀裂には上下の変位はみとめられない。

亀裂の一般走向は，地点9では N 25°W，地点10では N 40°W で，リニアメントの走向とほぼ一致している。また，前節でのべたような地盤の動きからみると，N-S 方向の張加が考えられ，地震断層が発生するとすれば左ずれを示すことと調和する。したがって，地点9，10付近を通り，リニアメントに平行するような地震断層が活動したと考えられる。

なお，地点11では道路南側の擁壁で右ずれ3cm，センターラインおよび路側帯と車道の境界線で左ずれ1.5cm のずれが生じていた。しかし，北側の擁壁には亀裂は生じていない。路面の亀裂の一般走向は N 40°W を示し，地点9，10とほぼ同じである。地点11では盛土の影響も考えられるが，地点9，10と異るずれを示す理由はよく解らない。

2. 庄内町内山地区

内山地区では集落の東のはずれにある十字路付近を通り，石積擁壁が著しく崩壊している2地点を結ぶほぼ NW-SE の線を描くと，この線を境にして地盤の動きが異る（第3図）。この線より SW 側では地盤がSないしEに動いたように見える家屋が多い。これに対して，NE 側では，その逆を示している。これをそのまま解釈すれば，内山地区では，E-W の圧縮力により左ずれ断層が生じることになる。しかし，第3図をみると，地盤の動きは，家屋の長軸に直交もしくは平行している例がほとんどである。集落の西の水田にある転石の動きから求められた地盤の動きは SSE である。したがつて，地盤の動きのE方向の成分が，W方向に傾いている家で表現されているとも考えられる。とすれば，境界線をはさんで，NE 側ではWへ向う圧縮力，SW 側ではSへ向う強力と解釈することも可能になる。

むすび

墓石の調査から推定加速度の分布を求めた。その結果，内山付近を通り，WNW-ESE 方向の軸を持つ推定加速度の大きい地域が明らかになった。ついで，建築物などの被害から地盤の動きを求め，その傾向の異る境界を山下池周辺地区と内山地区について求めた。どちらでも境界線の走向はほぼ NW-SE とみなせ，推定加速度の大きい地域の主軸の走向とほぼ一致した。これらの走向は，初動の押し引き分布の節線の一つの方向とほぼ一致している。そのうえ，建物の被害から求められた地盤の動きは，tenssion 軸がほぼ N-S で，pressure 軸がほぼ E-W という発震機構（気象庁，1975）と調和している。したがつて，筆者らが求めた境界線は，地表では確認できなかつたが，地震断屋の位置とみなし得る。

なお，内山地区の西方には，扇山の集落がある。そこでは，N 60°W の一般走向を持つ左横ずれ性の地割れ群が生じており，確認されてはいないが地下の断層運動が示唆される可能性があるという（東京大学地震研究所1975）。内山と扇山の集落は，同じリニアメント上にあるので，一連の断層が活動したと考えてよいのであろう。しかし，山下池北西を通ることが推定されるもう一本の断層とは連続しそうにない。したがつて，震央付近での地震断層の現われ方，初動の押し引き分

布，nodal line の現われ方などの検討が今後の課題として残される。

筆者らが地盤の動きとしてとらえているのは，地震動の初動の動きである可能性が強い。この動きは，地震の発震機構に関係する地動で，地震断層の露頭にみられるような地盤の変位とは異る動きである。被害の現地調査や聞きとり調査では，最初の1波ないし数波，もしくは最初のほんの短い時間に主要な被害を与えられたとみなせる現象が多かった。震央付近の被害については，上下動の影響もあるのでより詳しい調査も必要であるが，これまでのべてきたような被害の起り方は，内陸部の中規模な地震の震央付近に発生する被害に特徴的なものなのであろう。

最後に，現地調査に同行していただいた東京都立大学工学部土木工学教室福井留男，同大学院生宮野道雄の両氏，ならびに，現地調査の際に御世話になった九州高原開発株式会社の方々，原稿について助言をいただいた気象研究所地震研究部諏訪彰部長に謝意を表したい。

注および引用文献

1) 庄内町の西，平石，表草では推定加速度が大きく，墓石の転倒方向では E-W が卓越している。ここから庄内町内山にかけて，ここでのべた推定加速度の大きい地域と直交するような推定加速度の大きい地域を考えることができるが，資料不足のため明言できない。
2) 山下湖畔荘の南西にある養漁場に付属する建物を除くすべての建物である。
3) ロッカーや木製戸棚の寸法から推定される最大加速度は450 gal 以上である。
4) 砂利とアスファルトは一緒にくっついて路床の上にのっている。

地質調査所（1975）：大分県中部地震の被害と地質構造．地震予知連絡会会報，14，p. 119-121.
片山恒雄ほか（1975）：1975年大分県中部の地震による土木構造物の被害．生産研究，27，p. 365-380.
気象庁（1975）：1975年4月21日の大分県中部の地震について．地震予知連絡会会報，14，p. 115-118.
国井隆弘・福井留男（1975）：大分県中部の地震による橋の被害．第12回災害科学シンポジウム講演論文集，p. 245-246.
望月利男・宮野道雄（1975）：大分県中部の地震による建物の被害．第12回災害科学シンポジウム講演論文集，p. 241-242.
村井勇・金子史朗（1975）：大分県中部地震の被害と活断層分布．第12回災害科学シンポジウム講演論文集，p. 233-234.
東京大学地震研究所（1975）：大分地震の被害調査報告．地震予知連絡会会報，14，p.122-126.

（1975年11月25日受理）

南・東アジアの構造地質図編集者会議と鉱床生成図作製の準備

兼平慶一郎*

Meeting of the Editorial Committee of Tectonic Map and the Preparation of Metallogenic Map of South and East Asia

Keiichiro KANEHIRA

I. まえおき

1975年8月4日から7日にわたつて，インドネシア地質学会の主催で，東南アジア地域の地質と鉱物資源に関する会議(Regional Conference on the Geology and Mineral Resources of Southeast Asia)がジャカルタで開かれた。これを機会に，万国地質学会議(IGC)の永続的な委員会の1つである世界地質図委員会 (Commission for the Geological Map of the World—CGMW)の仕事の1つとして編集が進められている南・東アジアの構造地質図 (Tectonic Map of South and East Asia) の編集者 (Regional Coordinator) 会議が時を同じくして開かれた。日本・朝鮮半島・フィリピン・台湾地域の構造地質図の編集は，わが国の地質調査所が責任を負つており，この数年間は主として広川 治氏がこの仕事を進めてきた(広川，1973，地学雑，82)。しかし，たまたま広川氏が今回の会議に出席できない事情にあつたことと，構造地質図と密接を関連をもつ鉱床生成図の編集の仕事の一部を筆者が分担していて，構造地質図についての会議にも出席した方が好都合であろうとの判断から，地質調査所小林勇所長はじめ関係者のご好意により，地質調査所調査員の資格で同会議に出席した。ここに会議の内容と，南・東アジア構造地質図の編集の進捗情況のあらまし等を報告する。また，この会議への途次，南・東アジア地域の鉱床生成図作製の準備のため，フィリピン，マレーシア，タイの関係機関を訪問し，担当者と打合わせを行つてきたので，鉱床生成図作製の準備情況についても簡単にふれることにする。

* 千葉大学理学部 Department of Earth Sciences, Chiba University.

II. 南・東アジア構造地質図編集者会議

従来，エカフェ地域の地質図，構造地質図，鉱床生成図などの編集作業は，エカフェが中心となり，ユネスコの経済的援助を受けたり，世界地質図委員会との共催の会議を開いたりして進められてきた。しかし，これらの仕事は，世界の地域と同様，アジア地域でも世界地質図委員会のもとで行われることとなり，同委員会の下部機構として南・東アジア部会 (Subcommission for South and East Asia) が設置され，その第1回会議が，1974年2月11日から16日にわたつて，インドのカルカッタで開かれた。すでにアジア極東地域の地質図は，エカフェの仕事として出版されているが，構造地質図や鉱床生成図の編集の仕事は，世界地質図委員会の上記部会および世界の鉱床生成図に関する部会が責任をもつて行うことになつた。ここでは，ほぼ同じ地域に対して従来のアジア極東(Asia and the Far East)のかわりに東・南アジア(South and East Asia)なる地域名が用いられている。

1974年2月のカルカッタの会議では，構造地質図の編集に関して次のようなことがきめられた。

(1) オーストラリアの鉱物資源地質地球物理局の H. F. DOUTCH がイランの J. STÖCKLIN およびインド地質調査所と相談しながら作つた凡例を用いて構造地質図を編集すること。

(2) 同図には，地質断面図，構造柱状図をつけること。

(3) 地球物理学的情報も何らかの形でつけること。

(4) 構造地質図の説明書を準備すること。

そして各地域の編集者は，1975年までに，担当地域の 1/5,000,000 の構造地質図の原稿図を用意し，1975年の早い機会にジャカルタで最終調整のための会議を開くことが同意された。以上の決定にもとずいて開かれたのが今回の会議である。

会議の出席者は次の通りである。

J. MARÇAIS : CGMW 会長(フランス)
F.DELANY : CGMW 事務局長（フランス）
H. F. DOUTCH : プロジェクトの顧問（オーストラリア）
J. STÖCKLIN : イラン地質調査所，D. K. RAY : インド地質調査所，F. HEHUWAT : インドイネシア国立地質鉱山研究所，兼平慶一郎 : 日本地質調査所

このほかに M. J. TERMAN (USGS) が出席して2・3意見を述べ，また会議の最終日には，世界構造地質図部会の事務局長 V. E. KHAIN（ソ連）の代理として Y. LCONOV が出席し，構造地質図プロジェクトの全般的な問題について発言した。

会議は同時に行われた東南アジア地域の地質と鉱物資源に関する会議と歩調を合わせて行われた。8月4日の午前は，東南アジア地域の地質と鉱物資源に関する会議の開会セレモニーや基調講演等が行われたが，われわれもこれに出席し，また8月5日は会期中の巡検日であつたので討議は休み，一般の講演会が行われているときに実質的な討議がなされた。

会議の経過は次の通りである。

第1日（8月4日）午後 : 各担当地域の構造地質図の提示と説明，質疑応答

第2日（8月6日）午前 : 隣接する地域間の構造地質図の調整作業，午後 : 構造地質図編集上の問題点の抽出・討議，構造地質図に付図としてつけるべき断面図，柱状図，地球物理学的情報の内容の検討議

第3日（8月7日）午後 : 東南アジア地域の地質と鉱物資源に関する会議との合同会議を行い，構造地質図の提示と各担当者による説明・講演

3日間にわたる会議で各担当者はそれぞれ受持ちの地域の構造地質図を示してその説明を行ったが，地域によつて精粗まちまちで，完成までにはこの点の調整が多少必要と思われる。また，中国をも含んだ構造地質図が計画されているが，現在のところ実際上中国自身はこのプロジェクトには参加しておらず，中国の人達による調査の最新のなまの資料をもりこめないきらいがあるのが，この構造地質図の1つの欠点になるかもしれないと感じられた。わが国の構造地質図については，DONTCH の凡例（後述）によつて広川氏が作つた原稿図を提示し，広川氏にかわつて筆者が説明した。

構造地質図をどのような形でまとめるかは議論の多いところである。しかし，このプロジェクトでは，ともかく H. F. DONTCH が1973年にエカフェのアジア極東構造地質図 (1/5,000,000) のために提案した凡例を踏襲して構造地質図をまとめることが同意されている。DONTCH の凡例は "Tectonic Stage" という考えを基礎においている。彼の提案による Tectonic stage というのは，不整合によつて限られた一群の岩石・地層を意味する。Tectonic stage によつて色分けして構造地質図を作ろうというわけである。DONTCH は彼の凡例は客観的な構造地質図のための凡例であると主張している。この凡例は37ページにわたるタイプ印刷によつて詳細に解説されている。どのようなコンパイルマツプでも，それを作るときにはこの種の凡例が必要であろうが，この凡例にも問題がないわけではない。たとえば，この凡例に従うとわが国のグリーンタフ地域などは，basement, fold belt に対して cover ということになる。大陸地域と島孤とを同一の限られた数の凡例で示そうとすることにあるいは無理があるのかもしれない。コンパイルという作業のむずかしさを感じさせられる。実際今回の会議をも，凡例をどうするかということのむしかえしのような議論も2・3行われた。

J. STÖCKLIN は，オフィオライトを図上に示すべきだと発言したが，実際はオフィオライトとは何かということが問題になるわけで，オフィオライトという表現で図示すべきかどうか結論が得られなかつた。構造地質図にはある意味では編集者の主観が反映されるであろうが，凡例の提案者

DONTCH は，できるだけ客観的な図にしようと主張していた。

以上のような討議の末，次のことがきめられた。

(1) 従来インドネシアの担当者が全体の編集責任者となっていたが，これを2地域に分け，中国およびインド以西はインド（D. K. RAY），東南アジア，日本などはインドネシア(F. HEHNWAT)がまとめる。

(2) 各地域担当者は，各自の担当地域の1/5,000,000構造地質図を完成し1976年1月末日までに RAY または HEHNWAT のもとへ提出する。これには構造柱状図もつける。

(3) 編集責任者はこれをまとめて，全体の構造地質図を1976年の IGC（シドニー）の会議までに完成する。

なお，地質断面図はどの地域の断面にするか，また地球物理学的情報をどのような形でもりこむかなどについては，種々討議されたがはっきりした結論は得られなかつた。従つて，シドニーの IGC までに構造地質図の主要な部分が完成したとしても，付図・説明書までそえて印刷出版されるまでには，まだ若干の日時を要するものと思われる。

III. 鉱床生成図作製の準備

アジア極東地域の鉱床生成図作製の努力は長年続けられてきているが，鉱床生成図は，信頼のおける構造地質図をベースにしてこそ意味があると考えられ，構造地質図の完成を待つという形で，実際の作業はなかなか進まなかつた。しかし，構造地質図作製作業の進捗に伴い，鉱床生成図作製の機運も高まつてきた。

1973年10月にマレーシアのクアラルンプールにおいて第2回アジア極東構造地質図諮問グループ会議（広川，1973)が開かれた際，別にエカフェ鉱物資源開発部会に会合がもたれ，鉱床生成図作製の作業をどう進めるか討議された。この会議で，アジア極東地域を5つに分け，それぞれの地域の鉱床生成図を編集する担当者（担当国）がきめられた。すなわち，

イラン・パキスタン・アフガニスタン—イラン，インド・ネパール・シッキム・ブータン・スリランカ・バングラデシュ—インド，ビルマ・タイ・マレーシア・ラオス・クメール・ベトナム—タイ，インドネシア—インドネシア，日本・朝鮮半島・モンゴル・フイリピン・中国—日本

そして，これらの総括責任者が日本である。

またこの会議では，鉱床生成図の凡例をどうするか討議され，北アメリカの鉱床生成図に用いられている凡例をアジア地域に合うように多少修正して用いることが同意された。

その後，鉱床生成図も構造地質図と同様，エカフェの仕事から一応はなれ，CGMW のもとで，南・東アジア地域の鉱床生成図として編集の作業が進められることになつた。そして前記のカルカッタの会議では，日本は出席しなかつたが，CGMW の鉱床生成図部会の会長 P. W. GTILD (U.S.G.S) によつて，クアラルンプールの会議の合意にもとずいて，直ちに鉱床生成図作製の作業を進めるべきであることが強く主張され，それが同意された。したがつて，南・東アジア地域の鉱床生成図作製の手順を練り，凡例を完成し，各国の担当者に連絡し，具体的な作業を進めていく責任が日本の地質調査所に課せられたわけである。担当者との連絡にあつては，手紙によるよりも実際に会つて討議した方が効果があると思われたので，今回のジャカルタでの会議の途次，3つの国の関係機関の担当者を訪問し鉱床生成図に関するいろいろな問題を討議した。訪問したのは

フイリピン・鉱山局（マニラ），マレンシア地質調査所（イポー），タイ鉱物資源局（バンコク）

である。

フィリピンでは鉱床分布図が1973年に出版され，現在 G. R. BALCE が担当者となつて鉱床生成図の作製が進められている。ここでは北アメリカの凡例をもとに，フィリピンに適合する凡例を新に作つて作業が進められている。たとえば，北アメリカのポーフィリー型鉱床は Cu—Mu 鉱床であるが。フィリピンの多くのポーフィリー型鉱床は Cu—Au 鉱床であるというような事実があつて，多少の凡例の修正が必要となる。最近，同国の鉱床についてのデータがまとめられて出版されたので，鉱床生成図作製の作業も進捗するも

のと思われる。

マレーシアでは Jaafar bin AHMAD が鉱床生成図の担当者である。この図では，地質資料の整理がよつてゆきとどいており，ほぼ北アメリカの凡例にもとずいて鉱床生成図作製の作業が進められている。すでに鉱床生成図 (1/2,500,000) の原稿図が完成している。マレーシアでは，何といつても錫鉱床が中心となる。錫鉱床の一部は確かに河川堆積物中に含まれているが，一部は花崗岩の風化した部分のものも採掘されている。このことを鉱床生成図上にどう表現するかは一つの問題であろう。いろいろ意見の分れるところであるが，現在準備されつつある鉱床生成図では，花崗岩と錫との関係をより強く強調して表現した方がよいように思われる。

タイは Manas Veeraburus が担当者であるが，日本がクアラルンプールの会議で提案した凡例にもとずいて作業を進めているとのことであつた。

わが国の鉱床生成図の準備状況は次の通りである。1957年～1960年に関根良弘・大町北一郎・岡野武雄らの3氏によつて4枚の日本鉱床区図 (1/2,000,000) が作られた。古生代鉱床区図，中生代―古第三紀鉱床区図，新第三紀鉱床区図，第四紀鉱床区図の4枚である。1973年にはアジア極東地域の鉱床生成図のための凡例をつくり，これを前述のエカフェ鉱物資源開発部会の会議に提案した。そしてこの凡例によるモデル図として，高島　清・五十嵐俊雄両氏が日本の鉱床生成図 (1/2,000,000) を準備し，それが同会議に提示された。同じく1973年には，深成作用に関連する鉱床として，Sn, W・Mo の鉱床生成図 (1/2,000,000) が石原舜三・佐々木　昭両氏によつて作られた。

以上のように，それぞれの図によつて準備されつつある原図は1/2,000,000ないし1/2,500,000の図である。しかも凡例は現在のところまだ統一されていない，これを 1/5,000,000 の図としてまとめて鉱床生成図をコンパイルしなければならないわけであるが，構造地質図からどのような要素を抽出して図に示すべきか，そして北アメリカの凡例をモデルにするとしてもどのような凡例が南・東アジア地域の鉱床生成図に適当なのか，早急にしかも慎重に検討して，決定し，各国の担当者と連絡をとりながら作業を進める必要があるように感じられた。

IV. おわりに

以上が今回の構造地質図に関する会議のあらましを鉱床生成図作製の準備状況の概略であるが，会議に出席し，またいくつかの国の関係機関を訪問して感じた2・3のことを述べてまとめとしたい。

編集された図というものは，多かれ少かれ編集者の考えを反映するものと思われる。10カ国以上の国が参加して作ろうとしている構造地質図や鉱床生成図の場合には，各国あるいはそれを代表してくる人々の考えが一致することはなかなか大変なことのように思われる。実際，今回の会議でも，プレートテクトニクスの立場にたつて構造地質図をまとめた方がよい（勿論事実をまげようというのではなく，強調の仕方をそのようにする）と主張する人もいたが，それに反対の人もいた。多くの人の意見の一致するところでまとめられる図というものは，ある意味では個性の乏しいものになるかもしれないが，国際協力によるこの種のコンパイル図では，ある程度いたし方ないかもしれない。

構造地質図にしろ鉱床生成図にしろ最終的には1/5,000,000にまとめられることになつている。わが国の 1/5,000,000 の地形図あるいは地質図を思いうかべてみればわかるように，これはかなり小さい図である。当然そこに図示されうる構造なり鉱床なりの要素には限度があり，大胆に取捨選択して図示しないと，いたずらに複雑でわかりにくい図となるおそれがある。この種の図では，勿論正確さを犠牲にしてよいという意味ではないが，わかり易い，全体をみわたしてある概念がつかめるということがより重要なことのように思われる。編集にあたつてはこの点の配慮が大切であろうと思われる。

いずれにしろ，おくれていた南・東アジア地域の構造地質図も，おそからず一応の完成をみることになつた。次の段階として，鉱床生成図の作製が，CGMW の南・東アジア部会の主な事業の1つとなるであろう。(1975年12月16日受理)

書評と紹介

国立公園協会：本州四国連絡架橋に伴う周辺地域の自然環境保全のための調査報告書（その2）．学術調査編 A 4版 1974年3月，580ページ，ペーパーバック，図・表・写真多数．別冊付図計7葉．

本書は本州四国連絡橋公団の委託によつて行なわれた昭和47，48年度の調査報告書である。本四架橋は，三路線の同時着工の是非で政治問題化しているほど，壮大な計画であることは周知と思われる。この様な開発計画を契機に基礎的学術調査が行なわれることは悪いことではない。自然保護行政に関与している国立公園協会が調査を主宰し，工事計画をすすめる公団がスポンサーである点は，財政措置の便宜はあるにせよ，折角の科学的資料が，政治的色彩でみられる恐れを含むことになりかねない。併し内容的には各専門分野の計画路線付近の生の資料集であり，資料的価値を持つと思われるので紹介することにした。

内容は地形・地質（坂本峻雄），海洋（石野誠），植生（沼田　真），動物（黒田長久），海中生物（猪野　峻），人文（宮本常一）の6部門に分かれる（括弧内は各部門の責任編者）。

地形・地質部門の調査者は16名に及び，3ルートの夫々の地域については地元に近い大学教官が各論として担当し，全域に関する所見は，東京大学所属の教官が担当している。すなわち神戸-鳴門については市川浩一郎，藤田和夫，須鎗和巳，児島-坂出については小島丈児，濡木輝一，鈴木盛久，尾道-今治については今村外治，楠見　久，吉田博直，全域については吉川虎雄，岩生周一，木村敏雄，飯島　東，鎮西清高，竹内　均が夫々の専門に拠つて概説している。各論では地層，岩石と地史の概略，工事の際の注意と景観破壊についての所見が加えられている。崖錐礫層，平坦面上の深層風化，断層破砕帯に沿う風化，活断層系の存在に注意を払わねばならないことをほぼ結論としている。委託調査の結論としてはこれが常識なのかもしれないが，大規模な調査組織によらなくともこの程度の結論は出し得るのではあるまいか。むしろこれらの事項から出発して調査の細部が進められた方が前進的である。応用分野についても，大学教官によつて純粋に研究の範囲が開拓されてもおかしいことではない。

海洋は主に文献調査によつており，瀬戸内海の海況と海低地形，地質（青木三郎担当）がとりあげられ，付図として水温，塩分，透明度の月別分布図（200万分の1）がついている。どの環境調査の場合でも，地域の生物相の把握が優先される場合が多く，この報告書でも生物関係で364ページ，紙数の6割以上を占めている。植物については付図に多色刷の植生図（5万分の1）が付され，海中生物については，付表に瀬戸内海の動物が93ページにわたつて載つている。人文は民俗学者の執筆であるため，記述に特色がある。芸予叢島，備讃瀬戸の島々，淡路島について，島民の生活，文化財の記載を主とした簡単な地誌となつている。

この種の官庁用調査報告書の発行種類と部数は年々膨大なものと思われるが，これらが活用されるように工夫されて編集されているかという点については疑問が残る。本書の様に多方面の専門家からのアプローチという特色は認められるが，成果は寄木細工の感がなくもない。「環境」として何故この項目をとりあげたか，自然環境保全のため調査にはどのような方法が採られるべきか，という様な「環境」の解釈や「調査」についての体系的説明が，先づ初めにあつてよいであろう。

（式　正英）

協会記事

理　事　会　(昭和51年1月16日)
出席者：坪井会長，保柳副会長，岩生・尾崎・川上・西川・矢沢理事，山内監事
議　事：
1．正会員入退会として，次の申込を受理した。
入　会：大町北一郎
退　会：篠山昌市
2．賛助会費を1カ年最低金壱万円にと依頼文書を発送することとした。

編集委員会　(昭和51年2月23日)
出席者：矢沢委員長，安斎，井上，河村，神戸，式，諏訪，高崎，前島，前田各委員
議　事：地学雑誌第85巻第3号の編集について審議決定した。

理事会(昭和51年3月10日)
出席者：坪井会長，保柳副会長，岩生，尾崎川上，西川理事，岡山，山内監事
議　事：
1．正会員入退会として，次の申込を受理した。
入会：甲藤次郎
退会：須田晥次(51年2月19日逝去)
2．賃貸室料値上げを日本テレビ放送網(株)に申入れをした。
3．昭和50年度会計決算の見通について尾崎理事から説明があつた。
4．昭和51年度事業計画および会計予算案について川上，尾崎理事より考え方がのべられた。
5．東京地学協会の今後のあり方を検討する委員会のメンバーを次の正会員11名に委嘱することをきめた。
岩生周一，片山信夫，神山貞一，川上喜代四，斎藤正次，末野悌六，西川　治，保柳睦美，森本良平，矢沢大二

編集委員会　(昭和51年3月22日)
出席者：矢沢委員長，安斎，川上，神戸，佐藤(久)，式，前島，前田各委員
議　事：
1．地学雑誌第85巻4号の編集を審議した。

日本地学史資料調査委員会（昭和51年3月27日）
出席者：小林委員長，石山，今井各委員
議　事：「日本地学史文献集」を一応完成したが追加もあるので，次回までに改訂し，最終的に各委員の承認を得ることとした。

行事委員会　(昭和51年4月7日)
出席者：西川委員長
河村　武，佐藤　茂，浜田隆士各委員
議　事：
1．総会講演会の講師他について審議した。
2．図書整備について審議した。

理事会　(昭和51年4月9日)
出席者：坪井会長，保柳副会長，
岩生，尾崎，川上，西川，矢沢理事，山内監事
議　事：
1．正会員入退会について
入会：金尾直敬
退会：黒田偉夫(昭和51年2月23日逝去)
2．昭和50年度事業報告および会計決算案を審議の上承認された。
3．昭和51年度(第98年)事業計画および収支予算案を審議し之を承認した。

編集委員会　(昭和51年4月23日)
出席者：矢沢委員長，井上，川上，河村，神戸，佐藤(久)，諏訪，前島，前田各委員
議　事：地学雑誌第85巻4・5号の編集について審議した。

日本地学史資料調査委員会（昭和51年4月24日）
出席者：小林委員長，岡山，川上，諏訪，今井，石山各委員
議　事：
1．「日本地学史文献集」を地学雑誌に掲載することを決めた。
2．今後の計画として個人伝記カード作成に着手することをきめた。

評議員会　(昭和51年5月1日)

出席者：坪井会長，小林名誉評議員，
有田忠雄，岩生周一，尾崎　博，川上喜代四，河野我礼，蔵田延男，倉持文雄，斉藤正次，式　正英，末野悌六，諏訪　彰，中野猿人，保柳睦美，前島郁雄，湊　秀雄，森本良平(16名)他に委任状によるもの22名

議　事：

1. 正会員入退会について次の通り決定した，

入会者：大町北一郎，甲藤次郎，金尾直敬

退会者：須田晥次，黒田偉夫(以上逝去)篠山昌市，稲井信雄（以上本人希望による）

2. 昭和50年度事業報告および会計収支決算案が承認された。

3. 昭和51年度事業計画および収支予算案を承認した。

地学雑誌 第812号	昭和51年4月20日印刷 昭和51年4月25日発行
編集兼発行者	矢沢　大二
印刷所	一ツ橋印刷株式会社 東京都品川区上大崎3-12-15
発行所	社団法人 東京地学協会 東京都千代田区二番町12の2 郵便番号102 電話東京(261)0809番 振替口座東京66278番

東京地学協会取扱い出版物

1/5万 地質図説明書付き(除△印)

各 460円 〒 400円

上松
今治西部
伊予三崎
岩館
渡島小島
飫肥
蟹田
串本
小清水
小泊
垂水
妻籠
都井岬
西方
八丈島
森立
東茂住
敏音知
幌加内
本岐
神子元島
三日市
焼尻島
湯本
吉野山

各 600円 〒 400円

赤穂
阿寒湖
秋葉山
足尾
早田
阿仁合
網走
虻田
荒島岳

飯田
伊万里
岩内

羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦

襟裳岬
遠別

大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島

海南
鯛ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島

霧島山
北見

鞍岡

甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森

佐用
猿留

塩尻
志布志
城端

周匝
須坂

諏訪

川内

鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良

近川
智頭

月形
土淵
都農

当別
動木
苫前
富高
富山

那智
男体山

仁位
西徳富

沼田

根雨

鋸崎

羽島
初浦
羽幌
浜益

美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島

深浦
船津
幌泉

母衣月
三島
三田井
三瓶

森吉山
門別

焼石岳

米子
呼子

陸中野田

留萌

涌谷
若柳

各 890円 〒 450円

大屋市場
草津
五所川原
田老
津山東部
徳舜瞥
人首
妹背牛
△横川

850円 〒400円
山形市北部地質図

各 1,390円 〒 450円

磯浜
岩沼
魚津
臼杵
川尻
金華山
熊石
久遠
五城目
竹貫
那珂湊
野尻
陸奥川内
米内沢
彦根東部

各 1,510円 〒 450円

羽後和田
大樹
飛騨古川
館

各 2,390円 〒 450円

蓼科山
浜松

1/50万地質図	〒300
東京	890
八丈島	500
奄美大島	500
金沢	1,280
岡山	1,280

各 〒 450円

赤碕・大山	1組	600円
芦辺・勝本・郷ノ浦	〃	600円
大槌・霞露岳	〃	600円
大間・佐井	1組	600円
阿田和・新宮	1組	890円
伊予高山・八幡浜	〃	890円
掛塚・見付	〃	890円
邑知潟・虻ガ島	〃	890円

東京地学協会取扱い出版物

地質調査所報告

号	各 〒 50円	定価 円
156	地震探鉱反射法の研究	300
160	兵庫県西播地域工業水源地域調査報告	470
161	山形市付近の天然ガス地化学調査報告	500
162	秋田県小坂鉱山の母岩の変質	450
164	火薬爆発によつて生ずる維振動および反射波の実験的研究	450
165	北海道のチタン資源	550
168	宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書	450
176	北海道のクロウム鉱床	400
182	地震探鉱における群設置法と多孔爆発法の研究	370
184	弾性波パルスの伝播に関する研究	400
185	上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地	460
186	八幡油田鹹水の地球化学	620
188	地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について	400
189	青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について	350
190	日本におけるウランの産状 I	1,300
191	琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究	1,000
193	北海道釧路地域の炭田ガスについて	470
194	天草下島教良木層産始新世有孔虫類	470
197	北海道中軸帯白堊系の堆積について	800
199	硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究	420
200	本邦クロム鉱床の成因的研究	580

220	北海道の鉄資源	550
221	北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床	470
226	イラン国北西部のアングラン鉱山	430
235	北西九州古第三紀砂岩中のジルコン—ざくろ石—電気石比がもつ地質学的意義	500
248	西南日本内帯の"夜久野複合岩体"中の変はんれい岩とその関連岩類	700
254	爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究	950
255	異なった三つの環境下における現世海底堆積物中の重鉱物組成	900
256	北部九州の地質構造 長崎三角地域にまつわる問題	950
特別号	（C） ゲルマニウム資源について	330
特別号	（5） 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造	1,050
	日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録（1935—1950）	200 〒350

第11回太平洋学術会議組織委員会編集
Japan Guide Book for the Congress Tours
頒布価格1部 700円 〒350

地質調査所月報 毎月発行，1カ年（昭，51年）15,510円

地学雑誌 隔月発行，1カ年 8,100円

備考 ご注文はすべて前金，正会員は定価の1割引。

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 85, No. 3 (813), 1976

目　　次

論説・報告

渡辺景隆・田中芳則：斜面崩壊の地質学的研究 ……(1)

岩田修二・藤井理行・樋口敬二：ネパール　ヒマラヤの構造土 ……(21)

短報・資料

猪郷久義・小池敏夫：第8回国際石炭系会議報告 ……(40)

書評と紹介

浅間一男：被子植物の起源（前田四郎） ……(45)

長尾　巧：九州古第三紀層の層序（井上英二） ……(46)

協会記事：須田晥次会員の御逝去を悼みて ……(48)

その他 ……(50)

口　　絵：ネパール・ヒマラヤの氷河・岩石氷河・ソリフラクションローブ（藤井理行）

CONTENTS

Geological Study of Landslide ……Kagetaka WATANABE and Yoshinori TANAKA (1)

Patterned Ground of the Nepal Himalayas ……Shuji IWATA, Yoshiyuki FUJII and Keiji HIGUCHI (21)

VIII International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, 1975 ……Hisayoshi IGO and Toshio KOIKE (40)

Book Reviews, The Society's News ……(48)

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

東京地学協会取扱い出版物

1/20万 地質図 各 〒 300円

[illegible]	410	[illegible]	620
大分	410	[illegible]	620
男鹿島	410	[illegible]	620
[illegible]	410	[illegible]	620
[illegible]知	410	[illegible]	870
[illegible]	410	大[illegible]	870
[illegible]	410	[illegible]	870
輪[illegible]	410	[illegible]	870
青森	620	[illegible]	1,140
[illegible]	620	[illegible]	1,140
伊[illegible]岬	620	[illegible]	1,140
[illegible]	620	[illegible]	1,140
[illegible]	620	[illegible]	1,140
[illegible]	620	帯[illegible]	1,310
[illegible]	620	[illegible]	1,310
[illegible]	1,110	[illegible]	1,310

各 〒 100円

1/200万	日本地質図	1,560
1/200万	日本温泉分布図	1,280
1/200万	日本[illegible]成[illegible]図	700
1/200万	日本の火山	1,490
1/200万	日本[illegible]田図	890
1/200万	日本鉱床生成図 (14)	720
1/200万	日本鉱床生成図 (15)	940
1/20万	中部地方[illegible]	2,100
1/50万	[illegible]	1,280
1/50万	地質構造[illegible]	1,090
1/2万5千	[illegible]	1,090
1/2万5千	[illegible]	830
1/2万5千	[illegible]	830
1/10万	[illegible]	[illegible]
1/50万	[illegible]	1,580
[illegible]	[illegible]	1,850
	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible] No. [illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]
1/[illegible]	An [illegible] Geology of Japan	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible] I		[illegible]
[illegible] II		[illegible]
[illegible] III		[illegible]
[illegible] A		[illegible]

1/7万5千 地質図 説明書付き 各 〒 400円

[illegible]	620	[illegible]島	620
[illegible]	620	[illegible]来	620

各 〒 450円

日本油田ガス田図(I)	青山奥	820
日本油田ガス田図(II)	横浜	820
日本油田ガス田図(III)	横須賀	820
日本油田ガス田図(VII)	魚沼	3,410 〒750
日本油田ガス田図(VIII)	[illegible]宿	1,510
日本油田ガス田図(IX)	七谷	820
日本油田ガス田図(X)	茂原	2,140
日本油田ガス田図(XI)	佐渡	1,510
日本水理地質図(IV)	山梨県釜無川および笛吹川流域	650
日本水理地質図(V)	香東川・土器川・財田川流域	650
日本水理地質図(VI)	愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域	650
日本水理地質図(VII)	千葉西部	650
日本水理地質図(VIII)	奈良県大和川流域	650
日本水理地質図(X)	関東平野北西部	650
日本水理地質図(XI)	長野県松本盆地	650
日本水理地質図(XII)	兵庫県南西部	840
日本水理地質図(XIII)	佐賀・福岡県筑後川中流域	840
日本水理地質図(XV)	都城盆地	840
日本水理地質図(XVI)	仙台湾臨海地域	840
日本水理地質図(XVII)	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	840
日本水理地質図(XVIII)	福岡・大分山国川および駅館川流域	840
日本水理地質図(XIX)	熊本県白川および黒川流域	840
日本水理地質図(XX)	鳥取県日野川流域	840
日本水理地質図(XXI)	福岡県矢部川中流域	840
日本水理地質図(XXII)	山梨・長野県釜無川上流域	1,110
日本水理地質図(XXIII)	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,390
日本水理地質図(XXIV)	長野県千曲川中流域	1,390
日本水理地質図(XXV)	島原半島	1,630
[illegible] I	[illegible]-糸魚川[illegible]	1,030 〒 450
[illegible] II	[illegible]-留萌-札[illegible]	1,030 〒 450
[illegible]	[illegible]牧-函館-富[illegible]海域	1,030 〒 450
[illegible]	[illegible]-八[illegible]海域	1,280 〒450
[illegible]		620 〒 200



写 真 1



写 真 2

ネパール・ヒマラヤの氷河・岩石氷河・ソリフラクションローブ

ネパール・ヒマラヤの氷河の特徴のひとつは、消耗域末端部が, superglacial moraine（表面堆石）で被われていることである。厚い moraine の下の氷体は, stagnant ice（停滞氷）になつていることもあり，最近の氷河の変動を知る上でも，又この moraine の融解制御の役割に関しても，関心がもたれている。

消耗域周辺の側壁下部には，周氷河風化作用によって，崖錐がよく発達している。**写真 1** 右下に見られるように，小規模な岩石氷河が，小さな圏谷底や，崖錐斜面下部に見られる。写真は，東ネパール・クング地域にある Mt. Ama Dablam (6858m) と，その北面の Duo Glacier. 1973 年 5 月伏見碩二氏撮影。

中央ネパール，Dhaulagiri Himal の北面に位置する Hidden Valley では，周氷河地形の発達が著しい。**写真 2**．氷河の ablation valley に見られた solifluction lobe である。lobe 末端の高土は，1～2 m，幅は約 10m である。右斜め上は，side moraine とその内側の superglacial moraine で被われた氷河氷体。1974年 9 月撮影（藤井理行）

地学雑誌 85, 3 (1976)

斜面崩壊の地質学的研究

渡 部 景 隆* 田 中 芳 則**

Geological study of Landslide

Kagetaka WATANABE and Yoshinori TANAKA

Abstract

The authors thought that a breakdown of a slope is basically attributable to the augumentation of the slope's instability potential, and that the time-variation of causative characters related to geological and topographical conditions must be taken into account in the discussion of the mechanism of landslide development.

The Chichibu basin was chosen as the area of the present study, and the mechanism of landslide development was considered mainly from the geological stand-point. The major object was the landslides caused by the action of weathering.

Bedrocks

The physical properties of rocks are correlated to one another, and it has become clear that they can be represented by the uniaxial compressive strength and the dry shrinkrage ratio.

Among the Tertiary rocks of the Chichibu Basin, mudstone shows that its physical properties vary with geological horizons, and the ralation between its physical properties and the geological horizons is represented by two cycles which correspond to the Oganomachi group and the Chichibumachi group respectively.

Weathering zone

The weatherability of fresh rocks can be expressed by the uniaxial compressive strength and the dry shrinkage ratio. A weathering zone is easily developed in a area where the basement is composed of rocks with small uniaxial compressive strength and large dry shrinkage ratio.

A weathering zone can be divided into four subzones, I-IV, from the ground surface to the fresh bedrock down below. The physical properties of each subzone change according to the degree of weathering, but their changes from one sabzone to another are gradational.

Moreover, it has become clear that the quantity of cracks in the weathering zones of the study area is far from negligible.

Development of weathering landslides

On the basis of the factors which augument the slope's instability potential with the lapse of time, the authors classified the landslides into three groups, namely, the

* 東京教育大学理学部，地質鉱物学教室 Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Tokyo University of Education

** 東洋大学工学部，土木工学科 Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Toyo University

weathering landslide, the stream erosion landslide, and the head erosion landslide. In the present paper the authors focussed the discussion on the mechanism of development of the weathering landslide.

In order to infer the state of development of the weathering zone before the breakdown of the slope, the authors carried out seismic prospecting along the margin of the destroyed slope. There are two types of landslides, one occurs mostly in the first velocity layer with less than 0.4 km/s, and the other extends down to the second velocity layer with 0.4–0.8 km/s. It is evident that the character related to the cracks of the weathering zone and to the softening of rock fragments is contributing to the development of landslides.

The depth of the weathering zone has its limit in accordance with the slope's gradient. The depth of the weathering zone increases with time, and in this process the part that overstepped the critical stability would be broken down.

I. 序

本邦における第三紀層は全国的に極めて広く分布しており，地形的には丘陵性山地を構成している場合が多く，各所に斜面崩壊が見られる。これらの崩壊は，従来，軟岩と呼ばれている第３系の岩石の種々な物理的性質に関連するところが多い。人間活動の場の拡大とともに，地質学的にも斜面崩壊の根本的な原因や過程を究明し，予知及び対策に反映させる必要性が生じている。

筆者らは，秩父盆地の第三系域を研究地域として選び，従来の地質学的調査に加えて，岩石試験，弾性波探査などを行い，斜面崩壊の発生機構を検討した。本研究が，斜面崩壊の予知や対策についての指針を得ることに役立てば幸いである。

なお，本研究では，気象条件に起因する自然斜面の崩壊のみを対象とした。

II. 研究地域の概要

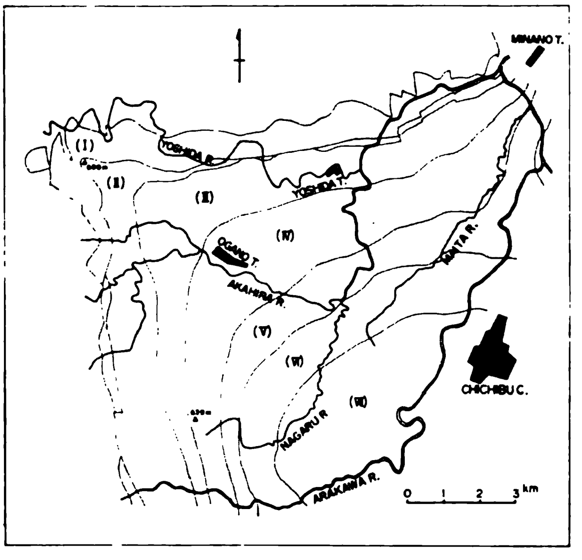


Fig. 1 Map showing the study area.
((I)-(VII) denote the stratigraphic divisions)

秩父盆地は，関東平野に向けて徐々に高度が低下してゆく関東山地の東縁近くに位置する。本研究の調査範囲は，Fig. 1 に示すように盆地の第三系分布地域の主部を占める東西約 14km，南北約 12 km の地域である。調査の目的からみてここでは盆地内の地形を丘陵性山地の斜面と，数段の平坦な河岸段丘面とに大別する。

丘陵性山地は 250～700m の標高を示し，盆地の西方において最も高く，東方に漸次高度を低下している。主に第三系によって構成され，一部は段丘堆積物によって被われている。山腹には細かく沢が入り込んでかなり開析されており第三系が随所に露出している。

ほとんどの斜面崩壊の基盤は第三系である。この丘陵性山地の斜面をつくる第

Table 1 Stratigraphic division of the Tertiary system in the Chichibu Basin
((Ⅰ)～(Ⅶ) denote the divisions used in the present work)

Miocene	Chichibumachi group	Kamiyokoze formation	
		Hiranita formation	(Ⅶ)
		Saginosu formation	(Ⅵ)
		Nagura formation	(Ⅴ)
	Oganomachi group	Sakurai formation	(Ⅳ)
		Yoshida formation	(Ⅲ)
		Miyato formation	(Ⅱ)
	Hikokubo group	Nenokami sandstone Ushikubitoge formation	(Ⅰ)

(After ARAI & KANNO, 1957.)

三系の地質学的研究については，従来，多くの報告がある。本研究では，層序区分，岩相，地質構造などの地質学的資料については，新井・菅野（1957）による見解に従つた。その層序区分は Table- 1 (Fig. 1 参照）のようになる。

諸研究により本地域の第三系は次のようにまとめられる。

第三系は下位から彦久保層群，小鹿野町層群，秩父町層群の3層群に大別される。第三系はその周囲において秩父古生層，中生層，長瀞結晶片岩などの古期岩類と接している。

各層群の堆積状況からみると，彦久保層群は基底部の山地の脚部を埋めた礫岩，酸性深性岩風化物に特徴づけられる砂岩，含化石の砂岩，泥質岩と重なる海進時の堆積輪廻を示し，水平的な連続性に富む地層を形成している。これに比して，小鹿野町層群，秩父町層群では，それぞれに属する各層は礫岩からはじまり，砂岩，泥質岩からなるが，横への連続性が乏しくなる。この時期の層準には種々の堆積構造が見られ，礫岩には下位の第三系の礫が含まれることなどから，中，上部層群の堆積時には堆積盆地が東南方へ移動し，堆積の場が不安定になると同時に，後背地の状態と河流に対応して水平的な岩相変化や厚さの変化を生じたものと推定される。

この堆積状況の差異は，第三系の岩相だけでなく，斜面崩壊に関連する風化に対する基盤岩の潜在的な性質を規定している可能性を指摘しておきたい。

盆地の第三系はゆるい軸をもつ向斜や背斜はあるが，いずれも上部層分布の方向に傾いていて，西縁の彦久保層群のほかは急傾斜を示すことは少なく，概ね傾斜は 30°内外であり，南東部では 20° 以下のところが多い。したがつて，地質構造上，斜面崩壊の研究には概ね適するものと云える。

III. 問題点の抽出と研究方法

斜面崩壊の発生にかかわる個々の要因を明らかにすることはもちろん重要であるが，従来の斜面崩壊に関する研究においては，崩壊の要因，特に素因については調査時の条件にかたよりすぎているため時間的に固定されたものとして扱われているきらいがあると筆者らは考える。しかし，長期間のうちには，斜面の傾斜，風化の程度などの諸条件は変化し，このことによつて崩壊発生が左右されるとともに，発生する崩壊の様相も変化してゆくことが考えられる。したがって，斜面崩壊の発生機構を明らかにするには，崩壊の要因の時間的条件をも重視すべきである。

筆者らは，以上の点に問題点を見出し，崩壊発生機構を時間と斜面の不安定化の程度をあらわす概念的な量である不安定ポテンシャルとの関連で把えることを考えた。

斜面崩壊の要因になる諸条件は，変化速度によつて次のように分類される。

a．ほとんど変化しない条件：岩種，地質構造などの地質条件

b．若干の変化を示す条件：斜面形，傾斜などの地形条件

c．やや急な変化を示す条件：風化現象，水流侵食現象，表面侵食，堆積現象

d．急な変化を示す条件：降雨などの気象条件

筆者らは，1ケの崩壊が発生して後，消滅し，周囲の斜面に完全に順化して再度崩壊発生の可能性が生ずるまでの期間を100年オーダーと仮定した。上述の各項の変化条件の期間はこの範囲内を基準とする。

a及びb条件の変化は極めて小さく，ほとんど固定された条件と考えることができる。換言すれば，a条件とb条件は斜面崩壊に関し，地域特有の不安定ポテンシャルを与えるものと云える。

これに対し，c条件のうち斜面崩壊に関与することが大きいと思われる斜面基部の水流侵食及び風化現象は，気象条件と密接な関係を保ちつつ，斜面位置によつては一方のみが卓越することが多いが，絶えざる侵食作用あるいは風化作用によって，斜面の不安定化を促進するように働らく。すなわち，時間の経過とともに不安定ポテンシャルは増大する。なお，斜面の表面侵食や堆積現象も無視できなく，表面侵食は不安定ポテンシャルを低下させ，斜面上の堆積は不安定ポテンシャルを増大されるはずである。

一方，d条件は上述の不安定ポテンシャルの上限を定めるものと云えるが，崩壊に到るまでの不安定ポテンシャル量は降雨条件によつて変動する。

時間の経過とともに，風化，水流侵食などの進行により斜面は全体として不安定化を増してゆくが，ある時点での降雨条件により崩壊が発生すると不安定ポテンシャルは急に低下して，一応，斜面は安定する。その後再び類似の過程をたどつて不安定ポテンシャルが増大して崩壊に近づいてゆく。

このように斜面崩壊の発生機構を明らかにするには，不安定ポテンシャルの時間的変化に注目することが合理的であり，斜面崩壊の予知と関連づけることが可能になると考えられる。

この結果，地質学的立場から，次の2つの課題が重要であると考えられる。

a．風化現象の進行と崩壊との関連

b．水流侵食現象と崩壊との関連

これらの課題に対し，筆者らは目的と研究地域に選定した秩盆父地の第三紀層とを考慮して次に列挙する研究方法をとつた。

a．基盤岩の物理的性質についての試験を行ない，圧縮強度分布図を作成した。

b．斜面における風化帯調査として現地では短かい測線の弾性波速度測定を行ない，採取試料については強度など物理的性質についての試験を行なつて風化帯の諸性質を明らかにした。

c．風化帯の中で崩壊に関与する分帯を知るために，崩壊の発生している斜面において，やや長い測線の弾性波探査を行なつた。

以上の方法によつて，斜面崩壊の要因のうちやや急な変化を示す条件として重視される風化現象，水流侵食現象と斜面崩壊との関連性を検討する。

IV．基盤岩石の物理的性質

1．物理的性質

研究地域内の153地点から195ヶの試料を採取した。これらはいずれも地表試料であるが，肉眼的に新鮮なものを採取するように努めた。

試験項目は次の通りである。

a．密度，間隙率

b．乾燥収縮率

c．一軸圧縮強度

d. 超音波伝播速度

e. ショア硬度，ページ強度

以下，各項目の測定結果について述べる。なお，これらの試験は全て供試体を3ケづつ使用して平均値を求めた。

密度，間隙率：

乾燥状態における密度 γ_d 及び湿潤状態における密度 γ_w を求めた。γ_w は泥質岩では2.3～2.5，砂岩では2.2～2.6である。砂岩は相対的に泥質岩よりも密度が大きいと云える。

間隙率は4～22%と変化が多く，泥質岩の方が砂岩よりも一般に大きい値を示す。

乾燥収縮率：

測定結果は最大5%程度の収縮を示す。泥質岩の多くは0.5%以上収縮するのに対し，砂岩ではほとんどが0.5%以下となつている。

一軸圧縮強度：

乾燥時の圧縮強度 σ_d 及び湿潤時の圧縮強度 σ_w を求めた。σ_w は50～2000kg/cm^2 の範囲にある。泥質岩の σ_w は一般に小さく 500kg/cm^2 以下のものが多いが，砂岩では強度の大きいものが多い。

超音波伝播速度：

超音波伝播速度測定装置によりP波の測定を行ない，乾燥状態の速度 P_d 及び湿潤状態の速度 P_w を得た。P_w は概ね2000～5000m/sec の範囲にあり，泥質岩の方が小さい値を示す傾向がある。

ショア硬度，ページ強度：

乾燥状態の供試体を使用した。ショア硬度の測定結果は30～90の範囲にあり，試料の粒径が大きくなるにつれてバラツキが増す傾向がある。ページ強度の測定結果は岩質による差異は少なく，4～60cm の範囲にある。この2つは斜面崩壊に直接的な関連をもつ野外条件は多くないと思われるが，ショア硬度は上述の場合と同様，泥質岩の方が小さい値を

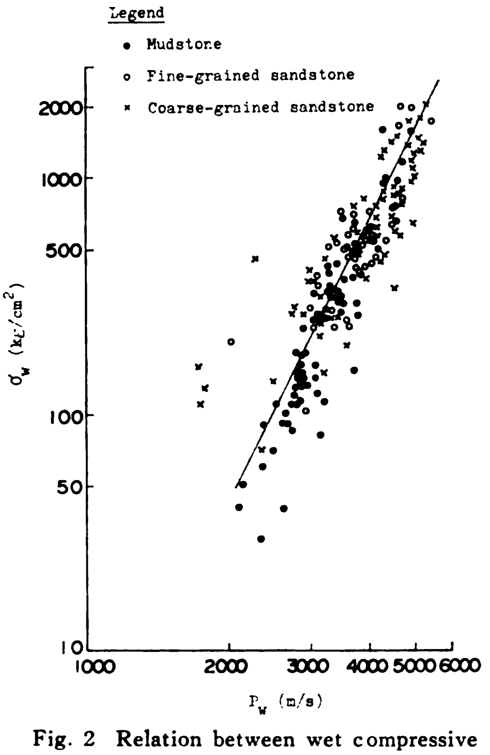


Fig. 2 Relation between wet compressive strength Cw and wet ultrasonic wave velocity P_w.

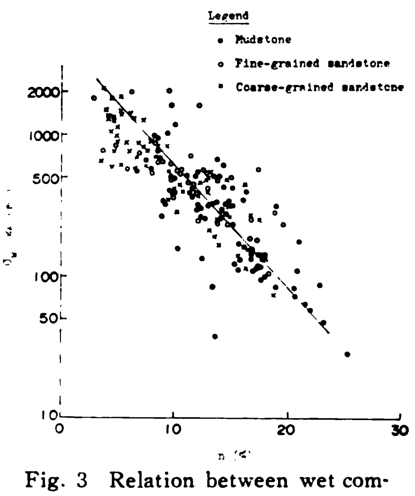


Fig. 3 Relation between wet compressive strength σ_w and porosity n.

示す。

以上，研究地域の物理的性質を通覧すると岩質による差異があることが判明した。

2．物理的性質相互の関連

岩石の物理的性質はある1つの性質を測定すれば他の性質が推定できるような相互関連性を有する場合がある。相互に比較するときは，現地における基盤岩が湿った状態にある場合が多いことを考えると，湿潤状態における性質を重視することが望ましい。ここでは，σ_w 及び乾燥収縮率と他の諸性質との関係を中心に述べる。

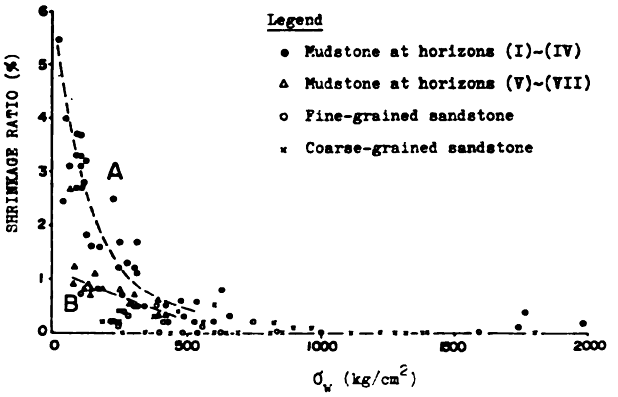


Fig. 4 Relation between shrinkage ratio and wet compressive strength σ_w.

σ_w との関係：

σ_w と γ_w 及び P_w との間には両対数紙上にて直線関係が認められる。Fig. 2は σ_w と P_w の関係を示す。

次に σ_w と間隙率 n との間には Fig. 3のように片対数紙上にて直線関係が成立する。

このように，σ_w と他の主な性質との間には対応関係が存在する。

乾燥収縮率との関係：

収縮率と他の性質との関係は興味深いデータを提供する。Fig. 4は収縮率と σ_w との関係を示すもので σ_w が小さくなるほど収縮率は大きくなる。特に，σ_w が 500kg/cm² 以下の泥質岩においてこの傾向が顕著である。なお，砂岩の収縮率は小さくほとんど問題にならない。

本地域の泥質岩は収縮率と σ_w との関係からみるとA型とB型に区分することができる。

A型は，相対的に収縮率が大きく，σ_w が小さくなるにつれて収縮率が急激に増大するタイプであり，B型は収縮率が小さく，σ_w が小さくなつても収縮率がさほど増大しないタイプである。例えば，Fig. 4で σ_w が 100kg/cm² の場合，A型では2.5～4％の収縮を示すのに対し，B型では1％前後の収縮率を示すに過ぎない。

以上の2つの型は地質層準と密接な関係がある。すなわち，A型は下部層準（I）～(IV)の試料に，B型は上部層準(V)～(VII)の試料に対応する。収縮は含有粘土量，粘土鉱物種，組織等によつて左右されるであろうから，上部及び下部層準の間で含有粘土量等が異っていることが予想される。このことは，通常泥質岩と一括されている岩石であつても，風化作用に対する抵抗性に差異が生ずる可能性を示唆するものとして重要であると考えられる。

以上の考察によつて，岩石の主要ないくつかの物理的性質は，σ_w と収縮率とで代表できることが判明した。これは斜面崩壊を考察する際の重要な視点になるものと考える。

3．地域的分布

斜面崩壊は1つの力学的現象であるから，外力に対する抵抗の尺度としてまず第一に，最も一般的に利用される岩石の一軸圧縮強度に着目し，153地点の岩石についての σ_w 測定結果に基ずいて σ_w の分布図を作成することを試みた。

砂岩，泥質岩の σ_w 測定値については先に述べた。本地域において問題となるのは礫岩及び互層の存在である。これは，供試体の測定では求めることが困難であるからである。礫岩については現地観察の結果，本地域で最も強度が大きいものに属すると考えた。互層については，互層を構成する砂岩と泥質岩と

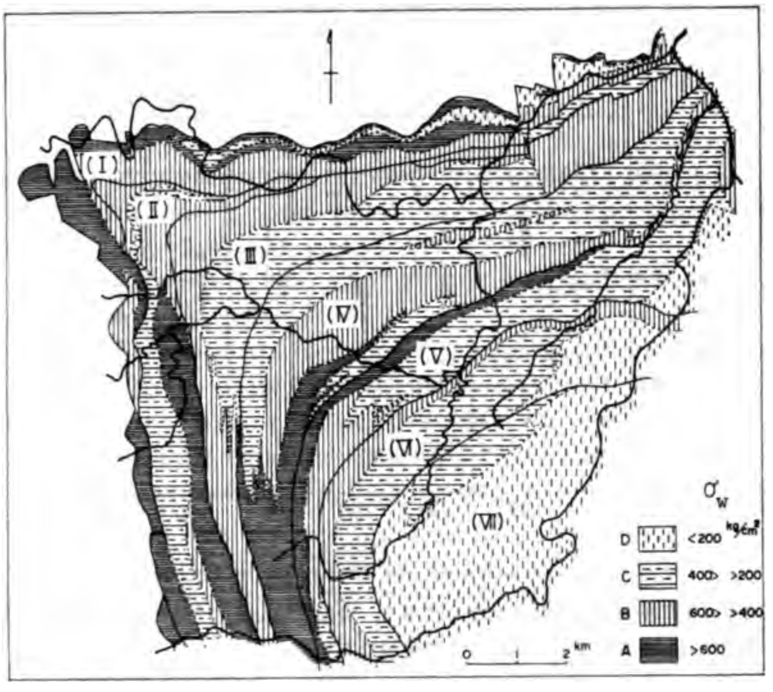


Fig. 5 Distribution of wet compressive strength σ_w.

の強度から σ_w を算出した。

Fig. 5 はこのようにして求めた σ_w を強度A～Dの4つに区分して作成したものである。σ_w の分布は岩相分布をある程度反映している。

Aの分布地域（σ_w>600kg/cm²）は，礫岩及び多くの砂岩と一部の硬質な泥質岩とから構成されている。

Bの分布地域(600>σ_w>400kg/cm²）は，砂岩を主とする互層の他，層準（I）上部と層準（IV）基底部の砂岩を含んでいる。

Cの分布地域（400>σ_w>200kg/cm²）とDの分布地域（σ_w<200kg/cm²）は，泥質岩または泥質岩を主とする互層よりなるが，Cの分布地域が各層準に含まれているのに対し，Dの分布地域はほとんどが上位の準層に含まれる。

全体として，斜面崩壊に影響がありそうな σ_w の小さい地域は，泥質岩の分布に依存していることがわかる。

次に，乾燥収縮率を σ_w の分布図に重ね合わせてみると，乾燥収縮率の分布も σ_w の分布とほぼ同様の傾向を示すことが読みとれるが，層準（III）可び（IV）のCの分布地域における泥質岩の収縮率が特に大きく，崩壊との関連において注目する必要がある。

本地域の第三系には，褶曲はほとんどなく，先第三系との境界付近を除けば断層も比較的少なく，割目もあまり多くないので，基盤岩の物理的性質に対する二次的影響はそれほど大きくはないと考えられる。以上の理由により，上述の岩石の σ_w や乾燥収縮率は，構造の乱れのある部分以外は，ほぼ基盤岩の σ_w や乾燥収縮率に対応するものとみなすことにした。

4．物理的性質と層序

従来，岩石，特に非変成の堆積岩の物理的性質が続成作用によつて変化することは知られていた。この変化は，堆積岩の物理的性質が堆積以後の荷重とその継続時間によつて左右されることを示している。

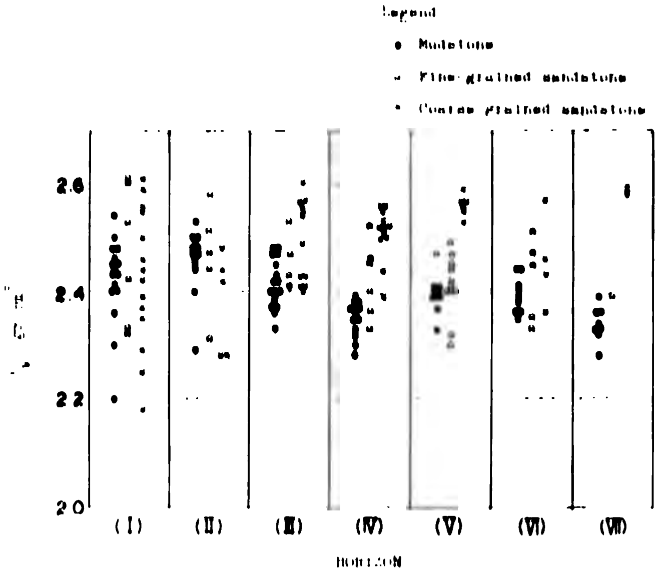


Fig. 6 Variation of wet density γw by horizon.

本地域の第三系は下部中新統とされるが極めて厚く，対象としたものでも厚さ4000mに及び，この範囲における物理的性質と地質層準との関係はやや複雑である。

湿潤密度 γ_w についてみると Fig. 6のようになる。図は γ_w を層準別及び岩質別にあらわしたものである。砂岩については全層準を通じて γ_w の差異は少ない。泥質岩の γ_w と層準との関係は単純なものではなく，この関係を3つの部分に分けることができる。すなわち，層準(I)のみの部分，層準(II)～(IV)の部分，層準(V)～(VII)の部分の3つである。

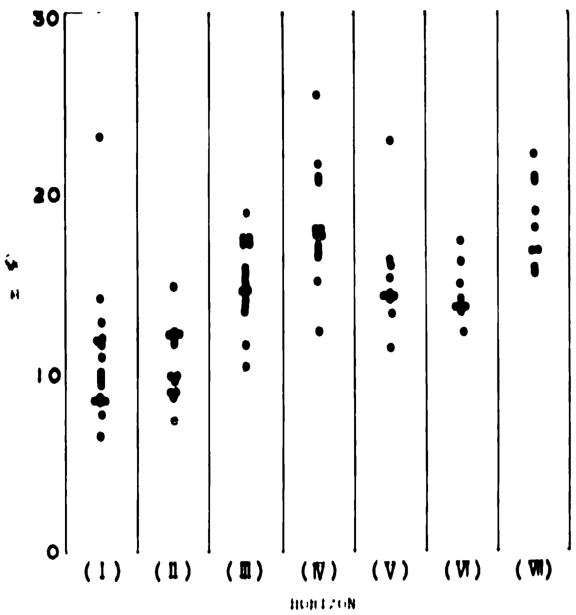


Fig. 7 Variation of porosity n by horizon.

層準(I)は単独の性質を示し，γ_w は2.40～2.50のものが多く，平均2.42を示す。層準(II)になると2.46～2.50のものが多く，平均2.47となり増加を示すが，層準(III)では平均2.41，層準(IV)では平均2.35と順次減少している。層準(V)では γ_w は再び平均2.39に増加し，層準(VI)も同様であるが，層準(VII)においては平均2.36と減少する。すなわち，彦久保層群を除いた層準(I)は傾向からややそれるが，本地域の泥質岩の γ_w と地質層準との関係には，2つのサイクルを認めることができる。これらのサイクルは，層序上ではそれぞれ小鹿野町層群と秩父町層群に一致し，1つのサイクル内では γ_w が下位から上位の層準へ漸次減少している傾向を示している。

次に，泥質岩では間隙率 n，湿潤時圧縮強度 σ_w，湿潤時超音波速度 P_w についても，地質層準に対応した２つのサイクルを示す傾向が認められる。n はFig. 7 のように，彦久保・小鹿野町層群と秩父町層群に対応する層準（Ⅰ）～（Ⅳ）と層準（Ⅴ）～（Ⅶ）の２つのサイクルにわけられ，両者の n が下位から上位へ漸次増加する。σ_w と P_w についても２つのサイクルが認められ，σ_w と P_w はいずれも下位から上位へ漸次減少する。

以下，顕著なサイクルを示す小鹿野町層群と秩父町層群の物理的性質を中心に述べる。

上下に重なる２つの地層群において，これらの物理的性質に２つのサイクルが存在することについてはいくつかの原因が考えられる。その主なものを上げると次のようであろう。

すなわち，a）不整合形成の影響，b）粒子比重の相異，c）構成鉱物組成と量比の相異，d）泥質岩の粒度の相異，e）膠結物の相異などである。

これらのうち，a の不整合形成の影響について，松沢（1962）は北海道石狩平野の石油試掘坑井から得たコアの密度と深度との関係において，本地域と同様な関係を発見し，これを不整合形成前後の堆積盆地の沈降量の相異によるものとして説明した。本地域の不整合については，渡部他（1950）は小鹿野町層群と秩父町層群との間に部分的不整合があり，秩父町層群堆積前に小鹿野町層群の被った造構運動を指摘したが，その後，新井・菅野（1957）はこれを否定し現在に至っている。したがって，a の不整合の影響は一応考慮の対象から除外できよう。

b の粒子比重は2.65前後であって，層準別の差異はない。

c の鉱物組成と量比については，粘土鉱物が考慮の対象となる。特にモンモリロナイトは σ_w を左右するので着目すべき粘土鉱物である。筆者らが15地点の試料によって粘土鉱物を検討した結果によると，小鹿野町層群の上部層準（Ⅳ）にモンモリロナイトが特に多いことが指摘できる。これは層準（Ⅳ）と上位の層準（Ⅴ）との間に物理的性質のギャップが生じた原因になり得る１つの要素であると云える。

d の泥質岩の粒度の影響については従来詳しくは考慮されなかったところである。一般に，粗粒子が多く混じるほど間隙率が減少し，密度は増加し，同時に粗粒子が相互に接触する可能性を増すことによって，強度及び超音波速度が増加することが考えられる。

本研究では，泥質岩の粗粒子の混入の程度を次のようにして求めた。すなわち，薄片の顕微鏡写真において，短径 $^1/_{16}$mm 以上の粒子の面積比率を求めて粗粒率とし，これによって泥質岩の粒度をあらわすことにした。本地域の52ヶ所でその地点の泥質岩を代表するとみられる試料を採取し，これらの

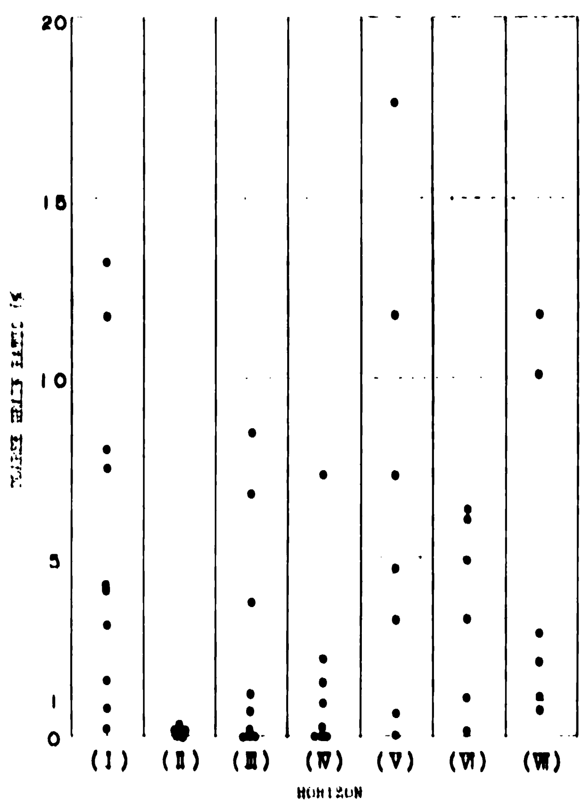


Fig. 8 Coarse grain ratio of mudstone by horizon.

粗粒率を求めて Fig. 8を得た。図でわかるように各層準の粗粒率はかなりバラついているが，層準（II）～(IV)では相対的に粗粒率が小さく，層準(V)～(VII)では大きいと云える。試みに各層準にて，1％以下の粗粒率を示す試料数の比率を求めると，層準(II)～(IV)では約70%，層準(V)～(VII)では約20％である。なお，層準(I)は密度の場合と同様に，層準(II)～(IV)とは異なった傾向をもつ。

このように，小鹿野町層群の(II)～(IV)層準の粗粒率が小さい値で相互に近似し，これに対して秩父町層群の(V)～(VII)層群では大きい値で相互に近似することは，これら上下二層群の物理的性質の差異に関係し，両層群の境界でギャップを生ずる原因の1つになると考えられる。

次に，この膠結物の影響について考える。泥質岩の顕微鏡観察によれば，判別できる粒子構成鉱物は，石英及び斜長石が多く，他に緑泥石，黒雲母，絹雲母，赤鉄鉱，生物骨格などの方解石片などがあげられ，膠結物には石英，水酸化鉄，方解石などがある。これらのうち地層の構成粒子については層準別の違いは見られない。

これらを充填する膠結物としては，方解石が最も多く，他は少量で考慮の対象から除外する。方解石は大部分の試料に含まれている。しかし，その量は層準によつてかなり異なる。すなわち，膠結物としての方解石の量的な表現は困難であるが，層準(I)～(IV)では相対的に少ないのに対し，層準(V)～(VII)ではかなり多い。したがつて，層準(V)～(VII)では，層準(I)～(IV)よりも炭酸塩による膠結によつて空隙が多く充填されていることが考えられ，上下の2層群の物理的性質にギャップを生ずる1つの原因となつている点は粗粒率の場合と同じい。

以上の検討により，粗粒率と膠結物の量比とは，小鹿野町層群と秩父町層群とが別々のサイクルを示す原因の要素と考えられる。

2層群間のギャップはかなり大きい。このギャップを第三系の堆積状況の面から検討すると次のようになる。

小鹿野町層群と秩父町層群の堆積環境は，いくつかの点で相異していることが指摘できる。急な海進により背後地から粗粒の堆積物が運ばれ，または流れにより粗砂が堆積する環境にあつた奈良尾層群の時期を経て，小鹿野町層群堆積時には海進が進行し，寒流系 fauna を含み相対的に水温が低かつたのに対し，秩父町層群堆積時には，下部層群堆積時底であつたとされる背後の結晶片岩地域も陸化し，堆積盆地が縮少して，堆積物の淘汰作用が不良となり，Coral，Lepidocyclina などの生息する暖海であつたと推定される。このように，小鹿野町層群と秩父町層群の堆積状況には相当大きな変化があり，この変化によつて秩父町層群に相対的に粗粒子が多く混入し，膠結物のもとになる $CaCO_3$ の濃集する条件を多くもつことになつたものと考えられる。

以上の環境変化は，堆積盆地の移動と後背地の隆起をもたらす造構運動と，地質時代を特徴づける海水温の変化の反映であり，下部層群から上部層群への急な大きいギャップの説明は困難であるが，2層群の物理的性質がサイクリックな変化を示す原因として無視できないものと考えられる。

V. 風化帯

1　風化帯の形成と分布

1　風化試験

風化帯の厚さ，強いては風化帯の発達程度は，例えば砂質の砂岩と泥質岩とでは著しく異なることからわかるように，主に新鮮な岩石の風化作用に対する抵抗の強弱に大きな関連を持つている。すなわち，侵食作用の影響を考慮のみにおけば，抵抗性の大きい岩石の基盤では風化帯の形成が緩慢なので薄い風化帯が形成されやすく，逆に抵抗性が小さい場合には風化帯は厚くなる傾向があると考えられる。したがつて，新鮮な岩石の風化作用に対する抵抗性の程度が得られるならば，この抵抗性の分布を明らかにすることによつて，本地域内各地の風化帯の発達程度を推定することができるものと考えられる。この目的のた

めに，新鮮な岩石の風化試験を行なうとともに，この結果を測定の容易な岩石の物理的性質と関連づけ，風化に対する抵抗性の尺度を物理的性質によつてあらわすことを試みた。

風化作用は，物理的風化作用と化学的風化作用とに分類される。礫岩，砂岩，泥質岩などの堆積岩の強度に関連のある化学的風化は物理的風化に較べて一般に小さいと考えられる。また，化学的風化による岩石の抵抗性を数量的に示す適切な手法がない。したがつて，ここでは主に物理的風化作用をとりあげる。

物理的風化作用として，我が国のような気象条件下においては，割目あるいは岩石内水分の冬期における凍結融解作用と，降雨と蒸発乾燥の繰返しによる湿潤乾燥作用とが最も大きな影響を与えているものと考える。そこで，風化試験としては，凍結融解試験と湿潤乾燥試験とを行なつた。この際，試験値が本地域の特殊性を示すか否かを検討するために，本地域と類似の地質時代とされる数地域（埼玉県比企丘陵，千葉県房総半島，東京都五日市盆地，秋田県横手盆地）の岩石についても同様に試験を行なつた。

温度及び時間についての試験条件は下記のように定めた。

凍結融解試験；

凍結（−20°C，120分）⇄融解（水温 5 °C，60分）

湿潤乾燥試験；

湿潤（水温20°C，60分）⇄乾燥（80°C，120分）

岩石の物理的性質については各種の項目を一応試験したが，風化に対応する物理的性質としては湿潤時圧縮強度 σ_w，間隙率 n，乾燥収縮率が考慮の対象になると考えた。なお，風化試験結果と物理的性質との対比は，風化試験においてある程度変化が見られたサイクル時の損失重量百分率を用いて行なうことにした。

Fig. 9 は凍結融解試験の σ_w と n との関係，Fig. 10 は湿潤乾燥試験の σ_w と乾燥収縮率との関係である。

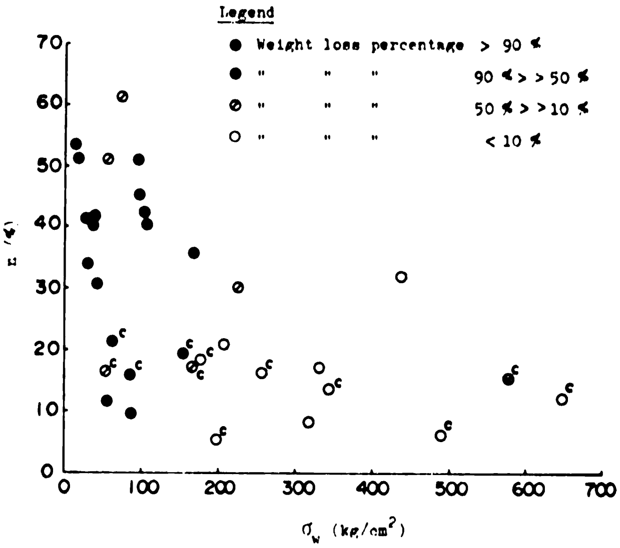


Fig. 9 Relation of the degree of breakdown at the 25th cycle of the freezing and thawing test to σ_w and n.
c. mark denotes specimins of Chichibu Tertiary system.

凍結融解試験の場合は，σ_w が小さいほど破壊の程度が大きい。しかし，破壊は n 及び乾燥収縮率の大小にはあまり関係がない。

湿潤乾燥試験の場合は，σ_w と n が共に小さいほど破壊の程度は大きい傾向があり，σ_w と n の両方が破壊に関係する。しかし，特に明瞭な関係は，乾燥収縮率と破壊との関係であつて，乾燥収縮率が大きいほど破壊の程度が大きい傾向があり，乾燥収縮率は湿潤乾燥試験結果を支配する物理的性質と云える。

以上の結果からみると，凍結融解試験では σ_w との関係，湿潤乾燥試験では乾燥収縮率との関係が特に顕著であり，風化に対する抵抗性の尺度は，σw と乾燥収縮率とであらわすことができることが判明した。この２つの物理的性質は，本地域の基盤岩の物理的性質を代表するものでもある。

2）風化可能度

新鮮な岩石を対象とした場合，風化に対する抵抗の強弱は，風化可能の程度をあらわすものと云える。これを風化可能度と呼ぶことにする。風化可能度は上記の試験結果からみて，σ_w と乾燥収縮率とによつて，Table 2のようにあらわすことにした。a は風化可能度が最も大きく，d は最も小さい。

Table 2 Divisions of weatherabiity

a	σ_w<200kg/cm², Shrinkage ratio>1.5%
b	σ_w<200kg/cm², Shrinkage ratio<1.5%
c	600kg/cm²>σ_w>200kg/cm²
d	σ_w>600kg/cm²

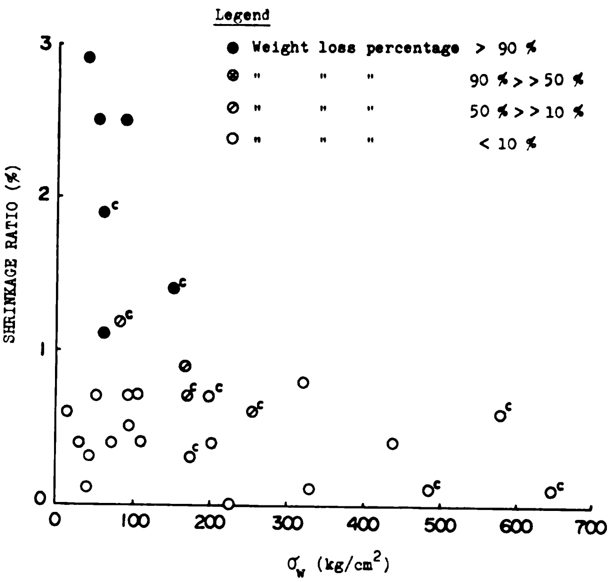


Fig. 10 Relation of the degree of breakdown at the 50th cycle of the wetting and drying test to the shrinkage ratio.
c mark denotes specimins of Chichibu Tertiary system.

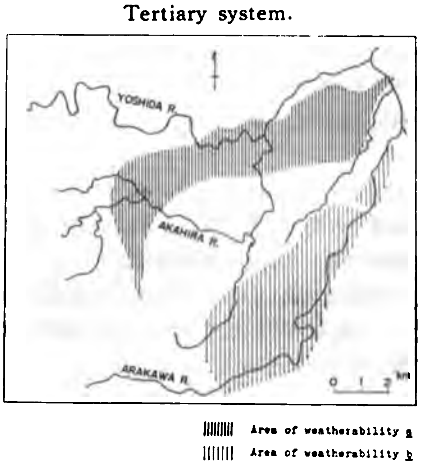


Fig. 11 The areas where weatherability of bedrock is high.

上に規定した風化可能度を用
とによって，本地域における相
風化帯発達の程度を推定するこ
きよう。

Fig. 11 は風化可能度 a 及び
域を概略示したものである。風
度の分布は，基盤岩の層序と岩
質との間に見られたサイクリッ
化を反映している。風化可能度
い地域は，斜面崩壊との関連で
べきである。

2. 風化帯の性質

1) 分 帯

地表に露出した新鮮な基盤岩
節に述べた風化可能度に対応す
で風化し，表層から風化帯に変
ゆく。

本地域では泥質岩の風化が特
であり，これが斜面崩壊に影響
ころが大きいと思われるので，
斜面をつくる泥質岩の風化帯を
べることにする。

泥質岩の風化帯は肉眼観察によってⅠ帯からⅣ
けることができる。各分帯の特徴は次の通りであ

Ⅰ帯は斜面の表層部を占める崖錐性堆積物で，
I_1 帯と I_2 帯の２つに細分される。

I_1 帯は崖錐堆積物の表層に当る細角礫混り表
る。斜面全体に認められるが，一般に薄く，厚さ
以下の場合が多い。

I_2 帯は崖錐の本体に当る部分で，土混り風化
らなるが，分布は局所的である。厚さは１ｍを越
とはほとんどない。

Ⅱ帯は，移動の認めがたい風化岩盤の上部に当
数の割目によって基盤から分離した岩片が目立つ
あり，Ⅰ帯とは明瞭に識別することができる。岩

色を呈して軟質で個々に分離し，開いた割目には細粒物質が充塡されている。割目相互の間隔は２～10cmである。Ⅱ帯の厚さは１ｍ 前後である。植物根系の入り込んであるのは，ほぼⅡ帯の下底まででである。

Ⅲ帯は，風化岩盤の極めて風化が著しいⅡ帯とほぼ新鮮な基盤岩のⅣ帯との中間帯で，$Ⅲ_1$ 帯と $Ⅲ_2$ 帯に分けられる。Ⅱ帯とⅢ帯との境界は，漸移的で不明瞭な場合と明瞭な場合とがある。

$Ⅲ_1$ 帯は褐灰色を呈し全体的に軟質であるが，風化の軽微な部分がコアとして存在する。割目の間隔は５～15cm であり，割目は開いている場合が多い。$Ⅲ_1$ 帯の厚さは１～３ｍ の場合が多い。

$Ⅲ_2$ 帯は黄灰色を呈し，全体的に $Ⅲ_1$ 帯よりは風化の程度が低いが，新鮮な基盤岩に較べれば強度が小さい。割目は概ね閉じているが，割目沿いに褐鉄鉱の沈着あるいは若干の風化が見られる場合がある。割目間隔は 10～20cm である。この風化分帯の厚さは１～３ｍ の場合が多い。

Ⅳ帯は風化の影響がほとんど認められない新鮮な基盤岩であつて，Ⅲ帯との境界は漸移的である。割目間隔は 20cm 以上になる。地表よりⅣ帯までの深さは概ね５ｍ 前後である。

砂岩の場合は，風化帯の厚さが薄く１ｍ 程度で新鮮な基盤岩に達することが多い。砂岩の風化帯を軟質化の程度と割目の間隔によってⅠ～Ⅳ帯に区分することは，泥質岩の場合と同様に可能である。

2) 物理的性質

各風化分帯の物理的な性質を求めるために20ヶ所の地点で測定及び試料採取を行なつた。各地点における測定及び採取試料に対する物理的試験項目は次の通りである。

現地において；弾性波速度測定

採取試料に対して；超音波速度測定，圧裂引張試験，

破砕強度指数試験，密度・間隙率測定

これらの諸試験から得られた物理的性質はいずれも風化の進行と対応関係にあることが認められる。すなわち，風化分帯のⅣ帯から上部のⅠ帯になるにつれて，現地弾性波速度は低下し，岩石片試料においては超音波速度，圧裂引張強度，破砕強度指数，密度が減少する反面，間隙率は増加する。これらの物理的性質は同一の分帯内ではかなり類似の性質を持ち，各風化分帯間では，急変する例はほとんどなくむしろ漸移的である。

風化に伴う各物理的性質の変化の程度は，項目によってそれぞれ異なっている。

Table 3
Degree of changes in physical properties due to weathering
V′: Elastic wave velosity in the field,
V : Ultrasonic wave velosity,
γ : Density, n : Porosity.

Zone	V′	V	γ	n
$Ⅰ_1$	60～60%	—	—	—
$Ⅰ_2$	—	—	—	—
Ⅱ	40～80	10～50%	5～15%	20～60%
$Ⅲ_1$	30～65	5～30	2～10	15～50
$Ⅲ_2$	25～45	0～10	0～ 7	0～25
Ⅳ	0	0	0	0

Table 3は，新鮮な基盤岩の物理的性質に対する各風化分帯の物理的性質の変化率を示す。ただし，表には圧裂引張強度及び破砕強度指数の変化率は省略した。これは測定値のバラツキが激しく，変化率を決定することが困難であつたためであり，その原因として，測定値が内在する多数のヘアクラックの状況に

大きく左右されることが考えられる。

Table 3によれば，最も大きな変化率を示すのは割目の影響を含む現地弾性波速度である。次いで，間隙率，超音波速度であり，密度は最も変化率が少ない。

3) 風化帯の割目

前項に述べたように現地弾性波速度が風化帯の性質を全体的に把えるのに最も有効な理由は，各風化分帯の性質を規定する割目量と岩石片の軟質化の2つの要素を総合的に示しているためと考えられる。風化帯の性質は主に，割目量と軟質化の程度の2つの比率で示すことができる。

筆者のひとり（田中，1970）は，先に弾性波速度による割目の定量化について理論的な検討を行なつたが，本地域では適用範囲が狭いので，ここでは新らたに提示した実用的な方法によつた。

割目の程度を Fc，軟質化の程度を Fs とすれば

$$Fc = V'/V$$

$$Fs = V/V_0$$

$$Fw = V'/V_0$$

である。ここに，V′ は現地弾性波速度，V_0 は割目のない新鮮な岩石片の超音波速度，Vは各風化分帯から採取した岩石片の超音波速度である。Fw は総合的な風化の程度を示すものと云えよう。

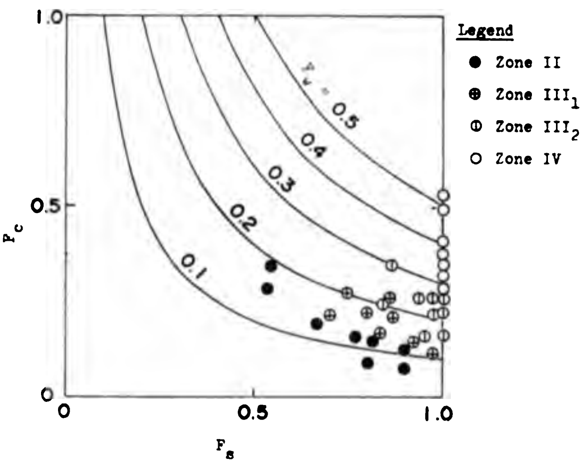


Fig. 12 Degree of crack development and degree of softning.

Fc, Fs はそれぞれ，$0 < Fc \leqq 1$，$0 < Fs \leqq 1$ なる範囲にある。すなわち Fc が小さくなるほど割目が増し，Fs が小さくなるほど軟質化が進んだことを示す。

Fc, Fs を縦軸及び横軸にとつた座標に本地域におけるデータをプロットすると Fig. 12 のようになる。明らかに風化帯の上部ほど Fc 及び Fs が大きく低下していることが認められる。

本地域においては，特に割目の影響の大きいことがわかる。すなわち，風化分帯のⅡ帯及びⅢ帯では，割目のない新鮮な基盤岩の速度 V_0 に対し，割目量の増加がそれぞれ60～90%及び55～85%の速度低下をもたらしているのに対して，岩石片の軟質化はⅡ帯では45%以下，Ⅲ帯では30%以下の速度低下をもたらしているにすぎない。

Fw は概ねⅡ帯では0.15以下，Ⅲ帯では0.15～0.3，Ⅳ帯では0.3以上であつて，それぞれ風化の進行程度を示している。なお，割目のまつたくない新鮮な基盤岩に較べれば，Ⅳ帯の Fw も割目の影響を受けている。

風化帯に生じた割目は，岩石片の軟質化よりも斜面崩壊の発生に大きな影響があるものと考えられる。

VI. 斜面崩壊の発生

1. 崩壊状況

1) 崩壊の分類

崩壊の発生は，基本的には斜面の不安定ポテンシャルの程度から推定できると考えられるので，筆者らは，時間の経過とともに斜面の不安定ポテンシャルを増大する要因を主にして，次のように崩壊を分類す

る。

a. 急傾斜斜面の風化に直接関連する崩壊

b. 河川の下方，側方侵食に直接関連する崩壊

c. 頭部侵食に直接関連する崩壊

本文では以後，aを風化崩壊，bを水流侵食崩壊，cを頭部侵食崩壊と呼ぶことにする。

この分類は，崩壊の発生位置及び崩落物と関連がある。風化崩壊は主に山腹斜面に発生し，崩落物は表土，崖錐及び風化岩である。水流侵食崩壊は谷壁斜面に発生し，崩落物は主に風化岩である。頭部侵食崩壊は，風化崩壊などによつて谷源頭の凹地に堆積した土砂，崖錐が崩落するものである。

2) 崩壊の分布

筆者らは研究地域における崩壊調査を1971年と1972年に行なつた。調査を進めるにあたつては次の方針をとつた。

崩壊と判定し得るものはすべて対象とした。したがつて，発生時期の異なる崩壊も一括して対象とした。ただし崩壊は，その面積が $20m^2$ 以上のものと限定した。なお，いくつかの崩壊の集合した崩壊は1ケの崩壊とした。

調査によれば，本地域の崩壊は2000ケ所を越える。確認した崩壊の内訳は，風化崩壊416ケ所，水流侵食崩壊1684ケ所，頭部侵食崩壊36ケ所である。発生機構に関連する調査項目として，分布，崩壊面積，深さなどをとり上げた。

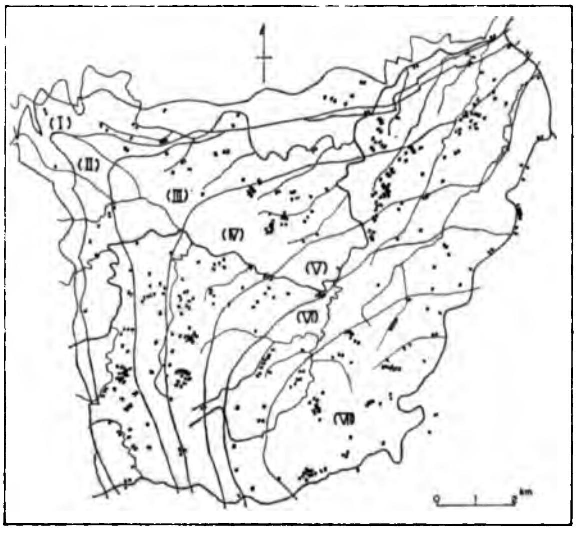


Fig. 13 Distribution of weathering landslides.

Fig. 13 は風化崩壊の分布を示す。風化崩壊の分布には，一般に，急傾斜斜面であるという地形的特徴と，風化可能度の大きい地域に多発しているという岩質上の特徴を指摘することができる。

地質層準別に見れば，風化崩壊は層準（Ⅲ），(Ⅳ)，(Ⅶ）と層準（Ⅱ）の一部に多い。これらのうち，層準(Ⅲ)及び(Ⅳ)の崩壊多発地域は，前章において基盤岩の風化可能度が最も大きいとした地域に一致する（Table 2，a参照)。層準(Ⅲ）の崩壊分布域は，風化可能度がかなり大きい地域に相当する（Table 2，b参照)。層準（Ⅱ）の分布域では西方に崩壊が多い。この地域は，風化可能度がやや小さいが Table 2，c参照)，盆地域内では特に標高が高く急傾斜斜面が多いところである。

Fig. 14 は水流侵食崩壊の分布を示す。このうち，下方侵食に関連する崩壊は，荒川，赤平川などの幹川に注ぐ小支流の河岸突出部に多く，側方侵食に関連する崩壊は，幹川，支流をとわず，蛇行彎曲部に多い。地質層準との関係は，風化崩壊の場合ほど顕著ではない。

頭部侵食崩壊は上方の斜面に発生しているものが多いが，いずれも小規模であり，かつ数が少ない。

3) 崩壊の規模

崩壊の規模は，面積と深さであらわすことができる。Fig. 15は面積別加積崩壊数率を示す。すなわち，崩壊の90%以上は，面積が $1000m^2$ 以下のものである。全体として，水流侵食崩壊は風化崩壊よりも大きいものが多い。頭部侵食崩壊は，前2者に較べて規模が小さい。

崩壊の深さは風化崩壊について精査できた。風化崩壊の深さは崩壊原斜面の傾斜によつて差異がある。

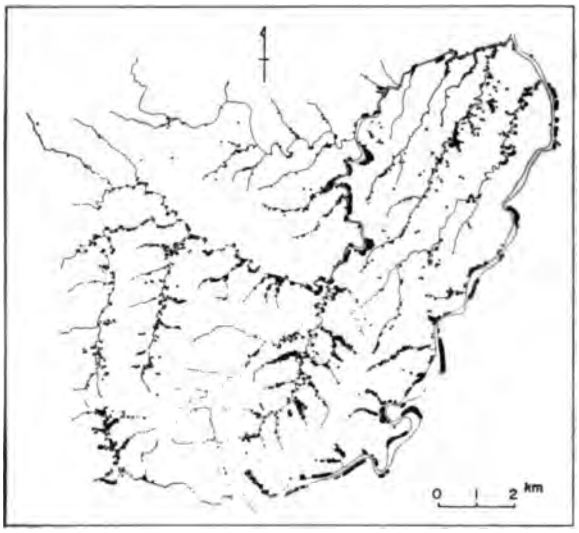


Fig. 14 Distribution of stream erosion landslides.

崩壊原斜面の傾斜は30°～80°までにわたるが，大部分が40°～60°の範囲に入る。40°以下と 60°以上の崩壊については崩壊数が少なく，深さの測定し得るものが少ないので，40°～60°の崩壊について50° を境にして2分し，崩壊の深さと崩壊数の累積確率の関係を示すと Fig. 16のようになる。この関係は，図に示されているように対数確率紙上にて直線とみなし得る。

崩壊の深さは斜面傾斜によって差異が生じているといえる。この見解は，数量的に処理し得なかった40°以下及び60°以上の斜面についても，およそ適用し得るものと考える。

水流侵食崩壊と頭部侵食崩壊の深さは，原斜面が消失していて深さを判定しがたいものが多いので，数量的に示すことは省略するが，やはり上述の傾向は認められる。

以上，調査を行なった斜面崩壊のうち，地質学的にみて基本的な崩壊と云える風化崩壊の 発生機構について述べることにする。

2. 風化崩壊の発生機構

これまで述べてきたことによれば，風化崩壊が発生する素因には，地質条件と地形条件がある。 地質条件では，基盤岩の風化可能度に支配される風化帯の拡大が大きな要因となるが，風化帯の深部へ 拡大してゆく過程で崩壊が発生することにより，現実の風化帯の深さには限度のあることが指摘できる。

そこで，ここでは地質条件としての風化帯の発達と，地形的要因としての斜面傾斜との 関係を検討し，風化崩壊の発生機構を考察する。

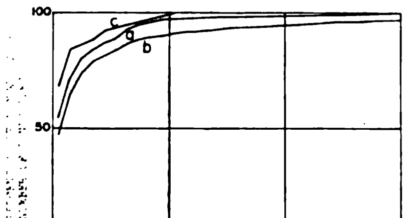


Fig. 15 Relation between the area of slip and the percentage of accumulative number of landslides of each type.
a : weathering landslide
b : stream erosion landslide
c : head erosion landslide

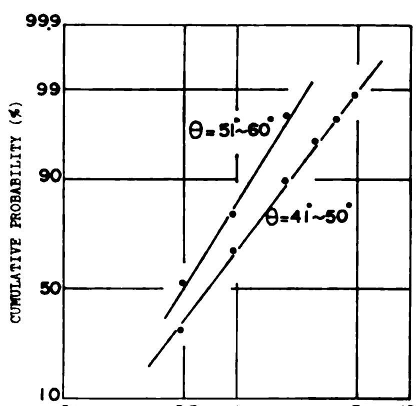


Fig. 16 Cumulative probability of the depth of breakdown at different gradients of slope.

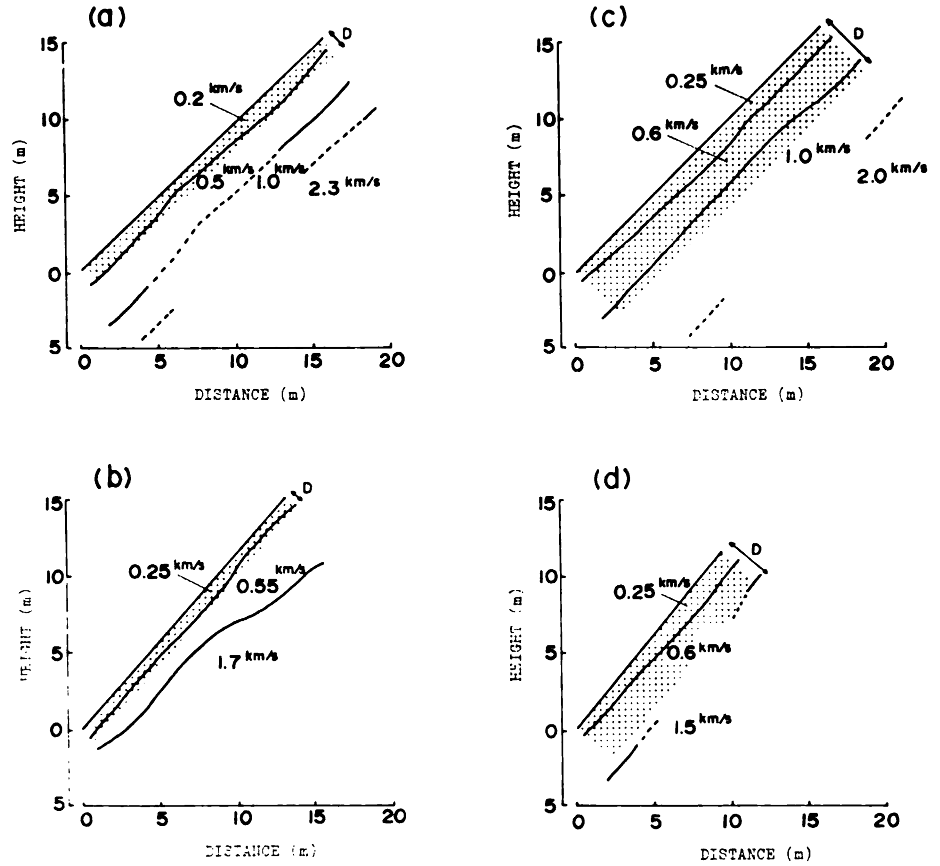


Fig. 17 Profiles of velocity layers (Examples). **D** denotes the depth of breakdown.

1) 崩壊に関与する速度層と風化分帯との関係

風化帯の崩壊に関連する物理的性質を総合的に把握するものとして，現地における弾性波速度があることについては前章に述べた。実際の崩壊がどの風化分帯で発生しているかを弾性波速度によつて推定することができれば，崩壊発生の機構を知る上に極めて有効であると考えられる。

現地測定にあたつては，地質条件としては風化可能度が異なる種々の地質層準，地形条件としては崩壊が多発している斜面傾斜40°～60°の範囲の中から，14ケ所の崩壊地を選定した。

1つの崩壊地における弾性波探査にあたつては，崩落してしまつた崩壊地地盤の崩壊以前の風化状態と風化分帯との関係を知ることを一応の目標とした。測線はなるべく崩壊地のへりで最大傾斜方向にとつた。

このようにして求められた各地点の速度層断面の例を Fig. 17 に示す。各測線は将来崩壊する可能性があると判断したところに設置したので，各速度層断面は，崩壊地の崩壊以前の地盤状態をほぼあらわしているものと考えられる。

これらの断面図から速度層を区分すると概ね，次のようになる。

第1速度層　0.2～0.4km/s

第2速度層　0.4～0.8km/s

第3速度層　0.8～1.5km/s

第4速度層　1.5~2.4km/s

以上の速度層区分は大部分の地点で可能である。

次に，崩壊地のへりで測定した上述の速度層区分と現実の崩壊の深さとの関連について考える。なお，崩壊の深さDの測定には，崩壊の底面が崩壊後の侵食によってあまり変形されていないと考えられる地点を選び，原地形面を崩壊地の両側の地表面を延長して求め，崩壊底面との比高から推定した。一方，速度層の深さは必ずしも一定ではないので，測線長の範囲内で平均値を用いた。

以上のことを前提にして，各速度層と崩壊の深さとの関連を求めてみると，第1速度層に関連する崩壊が7例，第2速度層が6例，第3速度層が1例となる。そして，大部分の崩壊の深さが，第1速度層の下底部付近（Fig. 17, a, b 参照）と第2速度層の下底部付近（Fig. 17, c, d 参照）にあると云える。

崩壊の深さが第1速度層の下底付近にある崩壊と第2速度層の下底付近にある崩壊とでは，第1速度層及び第2速度層の深さに特に差異は認められない。この場合，斜面傾斜は42°~52°の範囲に分布し，両者の差異はない。したがって，風化帯に関する両者の地質的条件はほぼ等しいと云える。

次に，崩壊がどの風化分帯に発生しているかを知るために，風化分帯を弾性波速度によって区分しなおすと，I~II帯（0.4km/s以下），III帯（0.5~0.8km/s），IV帯（0.8km/s以上）の3つとなり，崩壊地で測定した速度層は次のように対比することができる。

第1速度層　……　I~II帯

第2速度層　……　III帯

第3，第4速度層　……　IV帯

上記のように対比すると，それぞれの弾性波速度がほぼ等しくなることから，崩壊地の各速度層がカット面の対応する風化分帯と同様の割目量，およびその性質をもつものとみることができる。

この考えによれば，崩壊はI~II帯が主となるものと，III帯が主となるものがあることになる。

3. 発生機構

崩壊は地質条件及び地形条件に関する素因に誘因が作用して，斜面の安定限界を越えた時に発生する。この誘因として豪雨，特に集中豪雨などの降雨強度が大きく影響する。発生機構は次のように考えられる。

第1速度層及び第2速度層は風化分帯との関連からみて，第3，第4速度層に比べて，特に割目量が大きく，[illegible]，[illegible]には[illegible]条件をそなえている。雨水の浸透は割目が地下に連続している場合には一層促進される。

この割目を通って豪雨の雨水が第1速度層に[illegible]して浸透することによって，[illegible]，表層に崩壊が[illegible]，第1速度層の下底付近までの[illegible]可能性ができ，[illegible]に第一速度層型の崩壊となる。[illegible]，崩壊深さの浅い第1速度層型の崩壊が多い。なお，割目系の発達する[illegible]第1速度層の下底付近[illegible]，これが第1速度層[illegible]崩壊し易いことが推定される。

これに対し，割目を通じて豪雨の雨水が第2速度層にまで達すると，崩壊は深部へ[illegible]，第2速度層の下底付近までの可能性ができ，この場合は第2速度層型の崩壊になる。

実際の崩壊における崩壊は，第2速度層の下底付近までを限度としていることが多いとされる。そこで，全国的な[illegible]の弾性波速度[illegible]から，弾性波速度[illegible]km/s以下の速度層の深さと斜面傾斜[illegible]km/s以下の速度層の深さには[illegible]で示されている[illegible]。この関係は斜面傾斜が増すにつれて，深さが浅くなるという傾向を示す。

実際の崩壊の[illegible]第2速度層型崩壊の第2速度層下底までの深さは[illegible]で示される限界を越える[illegible]風化帯の深部への崩壊には限界があること[illegible]からの見解はこ

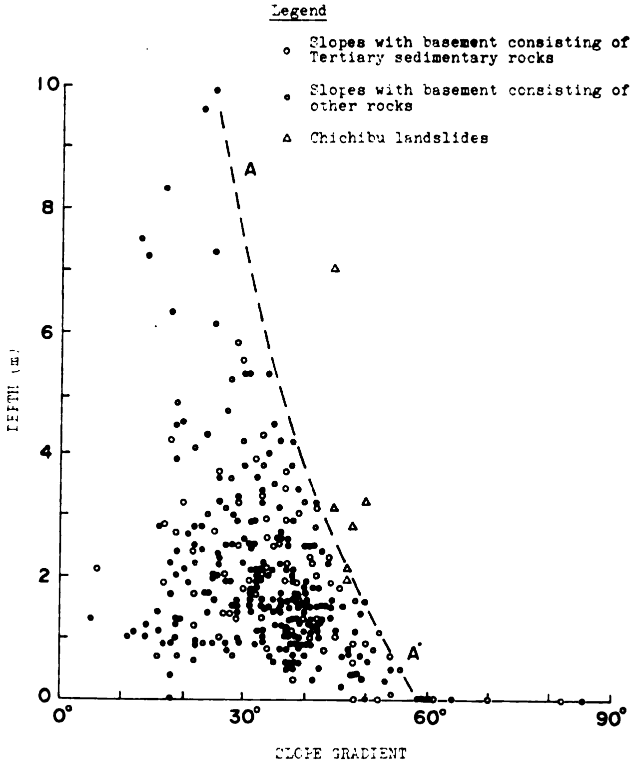


Fig. 18 Relation between the slope gradient and the depth of the velocity layer (<0.8km/s).

こでも支持される。

要するに，崩壊の発生は深部へ発達した風化帯の深さを減少する現象であると云える。したがつて，崩壊の発生は，風化帯の発達程度からある程度予測することができるはずである。

本文で研究地域とした秩父盆地は第三系であるが，他の地質的に異なる地域においても本地域で得られた斜面崩壊に関する基本的な考えは，同様に適用し得るものと考える。

謝　辞

本文をまとめるにあたつて，東京教育大学の橋本　亘教授ならびに菅野三郎博士からは有益な御助言を頂いた。東洋大学の新藤静夫博士には原稿を読んで頂いた。以上の方々に厚く御礼申し上げる。また，数多くの弾性波探査報告書を提供された地質計測株式会社に感謝致します。

参考文献

ARAI, J. and KANNO, S. (1960) : The Tertiary system of the Chichibu Basin. The Japan Society for the Promotion of Science.

ATHY, L. F. (1930) : Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, No. 14, No. 1, P. 1-24.

CARROL, D. (1970) : Rock Weathering. Plenum Press.

HAMROL, A. (1961) : A quantitative classification of the weathering and weatherability of rocks. Proc. 5th Int. Conf. Soil Mecd. and Found. Eng., Vol. 2, p. 771-774.

HEDBERG, H. D. (1936) : Gravitational compaction of calys and shales. *Amer. J. Sc.*, Vol.

31, No. 184, p. 241-287.
平松良雄・岡　行俊・木山英郎(1965)：非整形試験片による岩石の引張り強さの迅速試験．日鉱会誌，Vol. 81, No. 932, p. 1024-1031.
ILIEV, I. G. (1966) : An attempt to estimate the degree of weathering of intrusive rocks from their physico-mechanical properties. Proc. First Cong. Int. Soc. Rock Mech., p. 109-114.
井波和夫・垣見俊弘(1968)：地表試料による泥岩強度と地質構造の相関例．地調月報，Vol. 19, No. 1, P. 49-54.
井上正康・大見美智人(1971)：岩石供試体の縦波伝播速度と一軸圧縮強さとの関係．応用地質，Vol. 12, No. 3, p. 8-13.
川口武雄・渡辺隆司・滝口喜代志(1951)：赤城山山崩に関する研究．林試研報告，No. 49, p. 11-78.
小出　仁・星野一男・井波和夫・岩村茂男・三井　忍(1971)：第三系堆積岩の強度，延性度の年代，地域による差異について．地質雑，Vol. 77, No. 5, p. 327-334.
小島圭二(1967)：軟岩地盤強度分布の連続性．土木技術資料，9-10, p. 20-28.
小島圭二(1972)：堆積物の固結過程とその工学的性質．施工技術，Vol. 5, No. 4, p. 33-42.
松沢　明(1961)：堆積岩の密度と地質構造．物理探鉱，Vol. 14, No. 4, p. 36-45.
松沢　明(1962)：堆積岩の密度と地質構造．物理探鉱，Vol. 15, No. 1, p. 1-13.
宮崎　浩(1965)：秋田油田地域における泥質岩の圧密について．地質雑，Vol. 71, No. 839, p. 401-412.
村野義郎(1963)：山地における砂石の生産に関する研究．土研報告，No. 114, p. 1-114.
緒方正虔(1972)：山腹崩壊の発生・消滅よりみた崩壊地特性の解析．応用地質，Vol. 13, No. 1, p. 29-34.
生沼　郁・小林和夫(1961)：地辷りの問題に関連する粘土鉱物の研究(第２報)．粘土科学の進歩(３)，技報堂，p. 234-245.
埼玉県林務課(1965)：秩父地方における地すべり及び崩壊地とその地質(調査報告書)．
埼玉県土木部(1952, 1953, 1954, 1960)：崩壊地調査報告書．
竹下敬司(1961)：地形的災害と斜面の微地形に関する森林立地学的研究．福岡県林試時報，13, p.1-100.
田中真吾(1962)：崩壊団地とその形成機構．地理評，Vol. 35, No. 6, p. 13-21.
田中芳則(1968)：泥質岩の吸水による強度変化．応用地質，Vol. 9, No. 2, p. 82-93.
田中芳則(1970)：弾性波速度による割れ目の定量化について．応用地質，Vol. 11, No. 1, p. 1-7.
田中芳則(1972)：秩父盆地内道路切取法面の風化後退と岩質について．応用地質，Vol. 13, No. 4, p. 1-10.
渡部景隆・新井重三・林　唯一(1950)：秩父盆地第三紀層の地質学的研究．秩父博物館報告，No. 1, p. 29-92.
渡部景隆・飯島治男 (1959)：秩父盆地北東限部第三系の地質構造．地質雑，Vol. 65, No. 769, p. 606-617.
WATANABE, K and SHIBUYA, T. (1972) : Geological study of landslide clay. *Se. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Vol. 11, No. 107, p. 127-156.
渡　正亮(1972)：急傾斜地崩壊型の分類．土と基礎，Vol. 20, No. 2, p. 27-32.
WELCH, J. D. (1955) : Rock weathering classification of exacavation slopes. ASCE, 81-754. p. 1-12.
山野隆康(1973)：フィルダムに用いるロック材料と軟岩の使用．土と基礎，Vol. 21, No. 3, p. 25-31.

(1975年11月11日受理)

地学雑誌 85, 3 (1976)

ネパール　ヒマラヤの構造土[1]

岩田　修二[2]　藤井　理行[3]　樋口　敬二[4]

Patterned ground of the Nepal Himalayas

Shuji IWATA[2], Yoshiyuki FUJII[3] and Keiji HIGUCHI[4]

Abstract

The authors discuss about the distribution of the recent patterned ground in the Khumbu region and Hidden Valley of the Nepal Himalayas (Fig. 1) by their investigation carried out as a part of "Glaciological Expedition to Nepal, 1973 and 1974".

Beeing influenced by each climatic and geomorphic conditions, the distribution and development of patterned ground in these two regions show the different features.

The holizontal and vertical distribution of patterned ground in the Khumbu region are shown in Fig. 2 and Fig. 3 respectively.

Vegetated patterned ground develops in large area up to 5500 m because dense winter freezing acts over the vegetated ground fed by monsoon rain and high temperature in summer.

Earth hummocks appear just higher part of the forest line (4200 m) and occupy the alluvial plain around Periche and moraine slopes around Dzonglha Karka (Fig. 3).

Vegetated lobes are formed by solifluction on flanks of moraines and valley slopes around 5000 m typically, but turf banked terraces and ploughing blocks are also formed on vegetated slope above the forest line.

Frost cracking occures in winter in various parts of the study area. On alpine mat vegetation of flat surface of moraines, frost cracks develop into non-sorted polygons, 0.8-1 m in diameter (Fig. 6).

Sorted patterned ground is rare in the Khumbu region and is found only at the bare ground in front of glacier turminus and at the bottom of pond which are dried up in autumn.

Neither vegetated nor sorted patterned ground is observed above the upper limit of continuous vegetation cover where mountain slopes are occupied by glaciers, steep rock walls, talus and block slopes.

The characteristic of patterned ground in the Khumbu region is found to be common to the south slope of the Eastern Nepal Himalayas.

Since most part of Hidden Valley is situated above the limit of vegetation cover,

1) ネパール　ヒマラヤ氷河学術調査隊業績 No. 2

2) 東京都立大学大学院理学研究科, Graduate School, Tokyo Metropolitan University.
3) 国立極地研究所, National Institute of Polar Research.
4) 名古屋大学水圏科学研究所, Water Research Institute, Nagoya University.

sorted patterned ground distributes in large area, but vegetated patterned ground, such as earth hummocks and turf banked terraces, is found along the small atreams drained from glaciers (Fig. 10 and Fig. 14).

Sorted polygons (both large and small scale) occure on the flat surface of the valley's bottom and top of the crest, but sorted stripes (Fig. 12) and sorted lobes cover most of slopes. It was obserbed that the sorted stripes developed even in the steep slope over 30 gradient and the period of survey (Fig. 13).

Striated ground, reported by SCHUBERT (1973) in the Venezuela Andes, was found in many places in Hidden Valley, and its direction coincides with the wind direction in the morning and at night.

The climatic and topographic conditions in Hidden Valley are adequate to forming the sorted patterned ground in such large areas.

Though there is not so much difference in mean monthly air temperature between in the Khumbu region and in Hidden Valley, the freeze-thaw cycle is much more in Hidden Valley than in the Khumbu region (Table 1), because Hidden Valley, situated north of main axis of the Himalayas, has less cloudy days in the monsoon period.

The geomorphic feature in Hidden Valley which consists of gentle and non-vegetated slopes is also suitable for developing sorted patterned ground up to the snow line.

It seems that the characteristic of patterned ground in Hidden Valley mentioned above represents Tibetan slopes of the Himalayas.

The distribution of patterned ground on both Nepalese and Tibetain slopes of the Himalayas are found to be different from the ones of Japan Alps and European high Mountains.

I. はじめに

この論文は，ヒマラヤ山脈のクンブ (Khumbu) 地域とヒドン バレー (Hidden Valley) における各種構造土の分布をのべ，両地域での分布の特徴を，気候・地形環境を中心に考察したものである。

ヒマラヤ山脈は，その高さ，長さ，位置において，地球上でもっとも特色ある山脈である。それにもかかわらず，その自然のなりたちを解明しようという試みには，いまだに手つかずの部分が多い。われわれは，ここ数年間ネパール ヒマラヤで氷河とそれに関連する諸現象の調査をおこなつてきた。

岩田は，1969年7月＝ゴザインクンド地域，1974年8月＝パンチポカリ周辺，1974年10月—75年1月＝クンブ地域，藤井は，1973年5月—8月，1975年1月—3月＝クンブ地域，1974年6月—9月＝ヒドン バレー地域で調査をおこなつた (Fig. 1)。クンブ地域での滞在期間は2人を合計するとほぼ全季節（1年）となる。ヒドン バレーでは，政治的な理由で夏期のかぎられた時期しか調査ができなかつたが，クンブ地域との比較という意味で貴重なデータが得られた。

地面の凍結・融解作用のくりかえしによつて形成される地表面の微細な模様は，patterned ground とらばれ，高山や極地の地表を構成する非常に特徴的な現象である。patterned ground の訳語として，模様地面などが使われることもあるが，まだ定着しておらず，本論文では古くから用いられている構造土という語を用いる。

高山における構造土の研究は，ヨーロッパの山地や南北アメリカの山地などでは古くからおこなわれ，最近では，わが国においてもさかんである。しかし，ヒマラヤではこれまで，まとまつた報告や研究がなかつた。

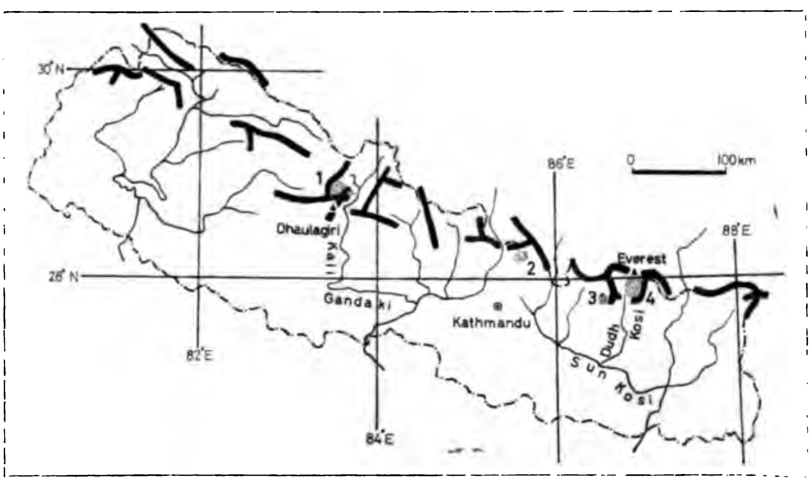


Fig. 1　The Nepal Himalays and the study areas. 1 : Hidden Valley 2 : Gosainkund 3 : Panch Pokhari 4 : The Khumbu region

高山において構造土が形成される場所は，おおざっぱにいうと，雪線以下―森林限界以上の高度帯といわれている。しかし，構造土はこのゾーン内のすべての場所で形成される訳ではない。

風化物質をのさせない基盤岩，一年中水をたたえた池の底では，構造土が形成されないのは当然であるし，凍結・融解作用が動かしえない巨礫の集積地などでも形成されない。また，凍結・融解作用をうわまわるような，地表物質の移動がおこる場所でも形成されない。重力の作用で物質が移動している急斜面，ガリーの底など流水の営力が卓越しているところなどが，それにあたる。低木林や密度の高い草原などの密な植生地では，地面の凍結がおこつても地表物質の移動がおこらないから，構造土は形成されない。いうまでもないことであるが，土壌物質が凍結するためには水分が必要であるから，全く乾燥しきつた場所でも構造土は形成されない。

このように，高山における構造土の分布場所は気候・地形・地質・植生などのからみあいによつて，かなり限定されるはずであり，しかも複雑に入り組む。

本論文では，このような，構造土の分布を中心に議論をすすめる。土壌凍結深の分布やそれとかかわる地温などの気候要素についてのくわしい議論，凍結にともなつて移動する物質の速さ，構造土より大規模な周氷河現象については，別の機会にゆずる。

II.　クンブ地域の構造土

1. クンブ地域の地形・地質・植生

東ネパールの大河スン　コシ (Sun Kosi) の支流，ドゥド　コシ (Dudh Kosi) の上流域は，クンブ地域とよばれている。クンブ地域はおおざつぱにいえば，ヒマラヤ山脈主軸の南側に位置する盆地状の地形をしている (Fig. 1)。北側はチョー　オユー・エベレスト・ローツエの 8000m 峰でチベットとへだてられ，西側・東側はともに 7000m 前後の高い山稜で，南側も 6000m 峰でさえぎられ，ドウト　コシがその間に深いゴルジュを刻んで流れている。

われわれの氷河・気象観測所は，クンブ地域の東半分を占めるイムジャ　コーラ流域の 4417m のハジュン (Lhajung) とよぶ地点にある。調査はハジュン観測所周辺とクンブ氷河下流部および観測所南側から東へつづく谷にそつておこなつた。この調査範囲はクンブ地域全体をカバーしているわけではないが，以後，この調査範囲のことをクンブ地域とよぶことにする。



Fig. 2 Patterned Ground in the Khumbu region. 1 : Lhajung glaciometeorological station (4417m) 2 : Lake 3 : Glacier 4 : Glacier covered by debris 5 : Peak, rock wall and debris-covered slope (talus, block slope and rock glacier) 6 : Earth hummocks 7 : Vegetated lobes 8 : Sorted polygons and nets 9 : Debris islands 10 : Sorted terraces 11 : Vegetated polygons 12 : Forest line D : Dzonglha K : Kalar Pattar L : Lobuche P : Pokalde (5806m) Pe : Periche

ハジュン観測所の北側 13km ほどにチベット・ネパール国境があり，エベレストを涵養源とするクンブ氷河の末端は4km ほど北側にある。クンブ地域の調査地には，氷河をもつた岩峰がそびえ，典型的な高山地形がみられる。雪線は，大きくみればチベット側へ高くなり，細かくみれば南向き斜面で高い。急な岩壁の面積が広く，崖錐・岩石氷河・岩塊流・粗大な岩屑におおわれた岩塊斜面も広い。Fig. 2では，これらを岩壁と岩屑地として一括した。

クンブ地域の地質は，花崗岩・片麻岩のゾーンに含まれるが (GANSSER, 1964 ; OHTA and AKIBA, ed. ; 1973)，片岩や千枚岩もある。

ハジュン周辺では，生態学的な調査がおこなわれているので (HAFFNER, 1972)，植生についての概念を得るのは，たやすい。

森林はパンボチェ付近までみられ，北向き斜面には，カンバ・シャクナゲが，南向き斜面にはビャクシン (*Juniperus* 属) が生育する。森林限界は，北向き斜面では 4200m で，南向き斜面より 2～300m も高い。

森林限界以上，4800m 付近までの南向き斜面には，乾燥に強いビャクシンの低木がパッチ状に生育し，そのあいだは，ヨモギ類・ウスユキソウなどの草地になつている。4900m 付近までの北向き斜面には，シャクナゲの低木がかなり密生している。4600～4700m までの谷底の沖積地には，マメ科の低木や *Salix* 属の低木がはえ，スゲ類も多い。

ビャクシンやシャクナゲの生育限界 (4800～4900m) 以上では，短い草本だけが生育する。南向き斜面では，密生したマット状の草原になつており，なかでも特徴的なのは，団塊植物 (*Androsace* 属) がかなりみられることである。北向き斜面では，スゲ・イネ類 (*Carex*・*Cobresia*・*Festuca*) などが生育する。これらの草原は，標高が高くなるにつれて，しだいにパッチ状の分布になるが，5300～5400m 付近では，まだかなり連続的である。それ以上の高度になると，地形が急しゆんになると同時に氷河・岩壁・岩屑地がふえ，植物の生育に適した場所がなくなつてしまう。

2. クンブ地域の構造土の分布

クンブ地域の構造土の分布を Fig. 2に示す。構造土は，地表面の微細な現象であるから，すぐそばまで接近しないと発見できないことが多いし，山岳地では見通しがきかないから，実際には存在するにもかかわらず，見落しているものがあるかもしれない。

次にそれぞれについて説明しよう。

1) earth hummocks

もつとも低所から存在しはじめる構造土で，ペリチェの南側では 4200m でみられる。大型・小型さまざまのものがあるが，平面形は長円形が多い。ハジュン観測所の近くでは，高さ12～36cm，長径 40～90cm，短径 25～55cm という小型のものが形成されている地点と，高さ 25～65cm，長径 90～460cm，短径 45～300cm という大型のものが形成されている場所とがある。大型のものは，湧水による湿潤地に分布し，小型のものは，モレーン表面の凹地に分布している。



Fig. 3　Earth hummocks on the morain slope at Dzonglha (4850m), the Khumbu region.

earth hummocks がもつとも広く分布するのは，ペリチェから上流の沖積地と，ゾンハ (Dzonglha) 周辺 (Fig. 3) である。ペリチェ周辺のような，ヤクの放牧地に近接する場所やヤクの通路にある earth

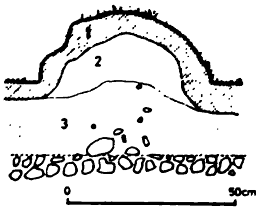


Fig. 4 Cross-section of an earth hummock among cattle tracks, Lhajung, the Khumbu region. 1 : humic material 2 : silt 3 : sandy silt

hummocks は，周囲を家畜に踏みかためられており，家畜がきまつた場所を歩くことが原因で形成されたようにみえる。しかし，そのような場所でも断面（Fig. 4）をみると，典型的な earch hummock の形状を示しており，土壌凍結が原因で形成されたことは疑う余地がない。

earth hummocks をおおう植生は，*Carex*・*Cobresia* などの草本であるが，ペリチエ付近のもののなかには，シャクナゲやメギ（*Berberis*）の低木におおわれたものもある。

高度 5000m 以上では，earth hummocks の分布は断片的となる。earth hummocks の形成に必要な植生の条件が満足され，かつ豊富な水分にめぐまれる場所が限られるからであろう。クンブ氷河右岩のカラパタール，ヌプツェ氷河右岸，チュクン カルカ北の台地などでは，後に述べる植被多角形土と連続して earth hummocks が存在し，大雪山白雲岳火口内で観察されたもの（小疇，1965）とおなじように，植被多角形土と同じ成因と考えられるものもある。

2）Vegetated lobes

このグループに含めたものには，いろいろの形のものが含まれているが，典型的なものは，最大傾斜方向に長軸をもつ長さ 1 m 以下，幅 40～50cm の舌状のふくらみで，表面は全面短い密生した草本におおわれている。これは，融水で飽和状態になつた融解土壌が凍土上を流下するソリフラクションによつて形成される。

形態が不明瞭でも，ソリフラクションで形成されたことがあきらかなものは含めたから，長さより幅が広い階状土的なもの，lobe の急な部分にしか植生をもたないもの（turf garlands・turf banked terraces）も含めたし，礫が融解後の地面をすべつた ploughing blocks や，反対に大きな岩塊のうえに上方から流下した土壌がのりあげているものも，すべて veigitated lobes のなかに含めた。

vegetated lobes は，4500m 付近から現われるが，5000m 以下では，lobe の長さが 50cm 以下で小さく横長で，階状土的である。lobes がもつとも広く分布し，典型的なものがみられるのは，5000m 前後のマット植生の部分であり，もつとも高所は，ヌプツェ氷河右岸の 5500m の地点である。

能率よくソリフラクションがおこるのは急斜面だから，lobe は急なモレーンの側面や土壌におおわれた谷壁斜面に多くみられる。北向き斜面に分布が少なく，南向き斜面に多いのは，南北斜面の植生のちがいによるのであろう。およそ 4900m 以下の北向き斜面にはシャクナゲが密生しているからソリフラクションがおこらないし，それ以上の高度では lobe が典型的に発達する密生した草原が少ない。

クンブ地方では，多くのヤク・ヤギなどの家畜が飼われているから，各所に家畜階段（cattle terraces）がみられる。ハジュン周辺でもいたるところにみられ，場所によつては turf banked terrace と区別が困難なものもある。ハジュン観測所南側のチョルテンの北斜面には典型的な家畜階段がみられるが，断面の観察からは，turf banked terraces とのちがいはない（Fig. 5）。ここでは，すぐ接して疑う余地がない turf banked terraces があり，階状土と家畜階段とは密接な関係をもつているにちがいない。

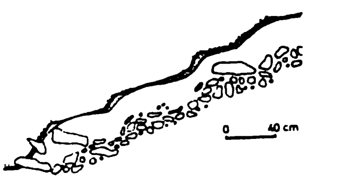


Fig. 5 Cross-section of cattle terraces, Lhajung, the Khumbu region.

3）植被多角形土（vegetated polynog）

この多角形土は，われめタイプのもの（小疇，1965）で，マット状の草原にみられる。われめは，深さ 5～10cm，幅数 cm～～5 cm，底はたいらで，それによつて，できる多角形は中央がややふくらんだ 80～100cm の大きさで全面植生におおわれている（Fig. 6）。

多角形土の分布する場所は，カラパタール，チュクン　カルカ北の台地，クンブ氷河右岩とヌプツェ氷河右岸のモレーン上で，すべて 4900m 以上の高度である。なかでもカラパタールの 5200m での発達がもっともよい。

礫質多角形土は，平坦な場所にしかみられないが，この植被多角形土は平坦地から 20°以上の傾斜地でもみられる。ロブチェの東側では，傾斜 24°のところでもみられたが，傾斜が急なところでは，多角形が傾斜方向に長細くひきのばされ，さらに下方では vegetated lobe に移行していた。



Fig. 6 Vegetated polygons, Lobuche (4950m), the Khumbu region.

ハジュン周辺の草地では，冬に地面が凍結した時に，凍結われめがみられる。凍結われめは幅 1 ～2cm, 深さ 5 cm ほどで多くの場合多角形をつくる。多角形の大きさや形はさまざまであるが，ペリチェの北西 2.5km の地点 (4350m) でみられたものは，植被多角形土とおなじ大きさ，形態をしており内部には，より小型のパターンをもつていた (Fig. 7)。

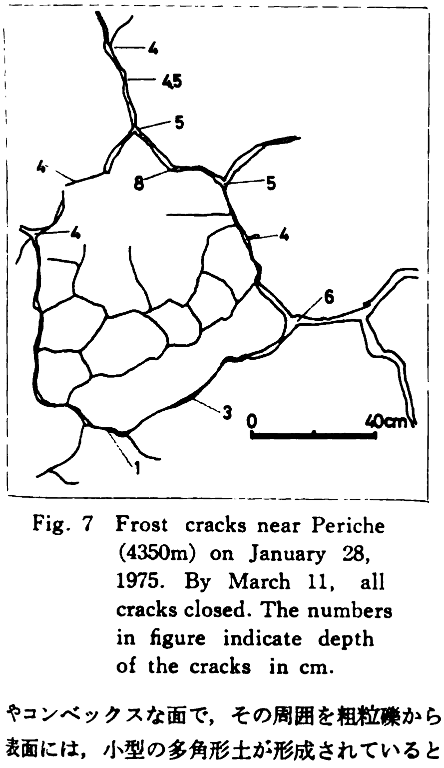


Fig. 7 Frost cracks near Periche (4350m) on January 28, 1975. By March 11, all cracks closed. The numbers in figure indicate depth of the cracks in cm.

凍結われめは，地面が凍結するときの土壌の収縮によつて形成される。凍結われめの幅が広くなつて，夏になつても閉じなくなると，凍結われめから多角形土となり保存される。われめの幅が広がる原因は，凍土や積雪からの融水が，閉じる前のわれめを侵食したからであろう。

4）礫質構造土 (sorted patterned ground)

上にのべた earth hummocks・vegetated lobes・植被多角形土はどれも，植生におおわれた構造土で，調査地内ではよく発達している。いつぽう，植生と関係なく，礫のふるいわけによつて形成される礫質構造土の発達は悪く，分布域もせまい。

ハジュン観測所から尾根をへだてた北東側の氷食谷をわれわれはコンマ (kongma) 谷とよんでいる。コンマ谷の 5100m と 5250m の氷食谷底の沖積地に大型の礫質円形土 (debris islands) がみられる。円形土が形成されている場所は，モンスーン期には池になるところで，その周囲には earth hummocks が分布している。円形土の直径は 3 ～ 5 m, 中央部は細粒砂礫からなるややコンベックスな面で，その周囲を粗粒礫からなるみぞがとりかこんでいる。円形土の中央の細粒部分の表面には，小型の多角形土が形成されているところがある。周囲の粗礫部では，現在，礫が動いているようすはみられない。

礫質多角形土や網状土が観察できた場所は，わずかである。ドゥオ氷河末端の池は，ポストモンスーンになると水位が下がり，池底が露出する。池の北西岸ちかくの池底には，多くの礫質多角形土がみられ

た。高度は 4700m で，ハジュン周辺ではもつとも低所でみられる礫質構造土である。

イムジャ谷南側のチュクン氷河の末端のモレーンの表面には，20～30cm の大きさの礫質多角形土や礫質網状土がみられる。整つた典型的なパターンをもつものは少ないが，かなり広い範囲に分布している。

コンマ谷源頭部にあるコンマ氷河の末端から流れ出す融氷水流がつくつた砂礫地には，小型のわれめ型土質多角形土があるが，発達はよくない。

ポルカデ岩峰西側にある圏谷入口のモレーン上 (4900m) に礫質階状土がある。上面の幅は 1 ～ 2 m，前面の高さは 30～50cm で粗礫があつまり等高線に平行にのびている。きれいな形態をもつ階状土は，1～2 段しかなく，それ以外は斜面上のわずかな傾斜の変換線となつているにすぎない。

MÜLLER (1959) は，カラパタール付近において多くの礫質構造土を報告しているが，われわれは，ほとんど発見できなかつた。クンブ地域の氷河周辺の裸地には，われわれが未発見の礫質構造土が存在するかもしれないが，その分布面積は広くはないであろう。

3. クンブ地域の構造土の垂直分布

以上にのべた，それぞれの周氷河現象の分布をおおざつぱにくりかえすと，次のようになる。

earth hummocks・vegetated lobes・植被多角形土のような植生におおわれた構造土は，沖積地・古いモレーンの表面や側面・山腹斜面など各所にみられ分布面積も広い。いつぽう，礫質構造土は氷河舌端付近の砂礫地や，モンスーン期には水没するような限られた場所にしか分布せず，発達もよくない。

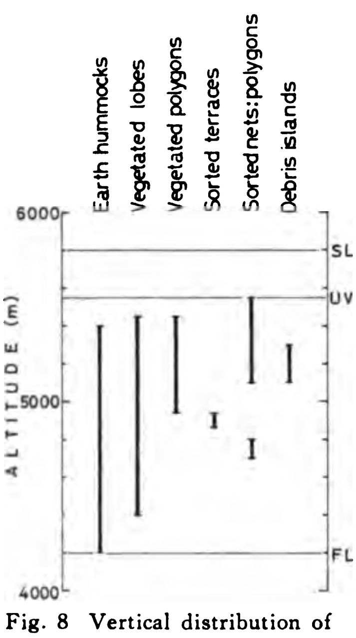


Fig. 8 Vertical distribution of the patterned ground in the Khumbu region. SL: Snow line, UV: Upper limit of vegitation cover, FL: Forest line

垂直分布についてまとめてみると，Fig. 8 のようになる。植被構造土は森林限界から上，草原植生上限までのほとんど全高度帯に分布するが，礫質構造土は一部の例をのぞくと 5000m 以上に分布し．上限は植被構造土のそれと一致している。

一般的にいうと，高山草原上部から雪線までのあいだには無植生地がひろがり，礫質構造土が広く分布する。しかしクンブ地域では，草原植生の分布上限付近から上では，ほとんどのところが急しゆんな岩壁や岩屑地になつているため構造土が分布する余地がない。いいかえると，構造土と植生の分布できる風化物や土壌におおわれた地表面の分布の上限が地形条件によつて規定され，それが植生と構造土の上限を決めているといえる。

地温の移動観測の結果，5000 m 以上には，永久凍土が存在している場所があることがわかつた (FUJII, 1976)。5000m 前後から，急に構造土の発達がよくなるのは，永久凍土の存在が原因しているのかもしれない。

このような構造土分布のありさまは，クンブ地域の南西側にあるリクー コーラ上流部のパンチポカリ周辺や，カトマンズの北側にあるゴザインクンドでもみられた。両地域とも，地形・植生ともクンブ地域とおなじ性格をもち，植被構造土がよく発達し，岩壁・岩屑地の下端まで分布している。礫質構造土は裸地が少ないため分布がせまく，圏谷底の池の底などに限られている。

ネパールの東どなりの，シツキム ヒマラヤの地形・植生・凍結作用のようす(KAR, 1969) も，クンブ地域とおなじ性格をもつている。

このことから，クンブ地域でみられる構造土の分布は，シツキム ヒマラヤから東部ネパール ヒマラ

ア全体に共通してみられるとおもわれる。

III. ヒドン・バレーの構造土

1. ヒドン・バレーの概要

調査地域は，中央ネパールのドウラギリヒマールの北側，すなわちヒマラヤ山脈主脈の北側に位置する谷で，東側のカリガンダキ（Kali Gandaki）や，南側のマヤンディコーラ（Mayandi Khola）とは，5100～5300m 以上の山稜で区切られている。このため，気候的には，モンスーンの影響は残るものの，チベット型の乾燥した気温較差が大きく日射が強い気候となつている。

ヒドン・バレーは，5000～6700m程の山稜で囲まれた開けたU字谷で，傾斜は緩い（Fig. 9）。その中を，西から東へ流れるリカワンバ(Rikha Sabma)は，その方向を北へ変え，ゴルジュの中へ消える。そしてさらに東に向きを変えて，ヒマラヤ山脈を横切つて流れるカリガンダキの上流部に合流する。



Fig. 9 Aspects of Hidden Valley from east, near the Base Camp. Rikha Samba (in the center) flows in the dry and non-vegetated glaciated valley.

ヒドン・バレー内の氷河は，4900～5400m の間に末端をもち，その周囲は切りたつた露岩となつている。調査地一帯は，チベット―テーチス堆積岩帯に属し，石灰質の片岩や千枚岩からなる（GANSSER, 1964；OHTA and AKIBA, ed., 1973)。地表面の礫は細粒のものが多く，大部分が風化のため赤色化している。

ヒドン・バレー内の植生は極めて貧弱で，リカサンバが流れの向きを北に変えるあたりに，背丈 30cm 程の低木が見られる以外は，草本植物群落が水流に沿つて散在しているにすぎない。団塊クッション植生や地衣類すらも，非常にまばらで，ヒドン・バレーのほとんどの部分は，裸地である。カリガンダキの西斜面，ダンプシバス（5196m）までの植生は，針葉樹林帯が3750～3850m で終わり，それより上は約4600 m 付近まで高山草原となり，それぞれ，明瞭な限界線を見せている。

調査は，ヒドン・バレーの中央，高度 5055m 地点に設置したベースキャンプを中心に，1974年6月末から9月初旬までの約2ヶ月半実施した。この間，氷河や地形調査に並行して，ベースキャンプにおいては，クンブ地域のハジュン観測所での気象観測に準じた定常観測が実施された。ダンプシバス～カリガンダキ間の調査は，往路と復路にのみ実施した。

2. ヒドン・バレーの構造土の分布

ヒドン・バレーでは植生が貧弱であるから，植被構造土の発達は良くない。発達がよいのは，礫質構造土である（Fig. 10)。ここでは，クンブとは反対に，礫質構造土からのべていく。

1）礫質多角形土（sorted polygon）

多角形土は，リカサンバ氷河の古いターミナルモレーンの凹地内の平坦地にあつた土質多角形土（non-sorted polygon）を除き，観察したのはすべて，粗粒物質と細粒物質がふるいわけられてできた礫質多角形土である。

多角形土は，傾斜3°前後までの平坦地に広く分布し，新しい沖積地の一部を除いては，多角形土の分

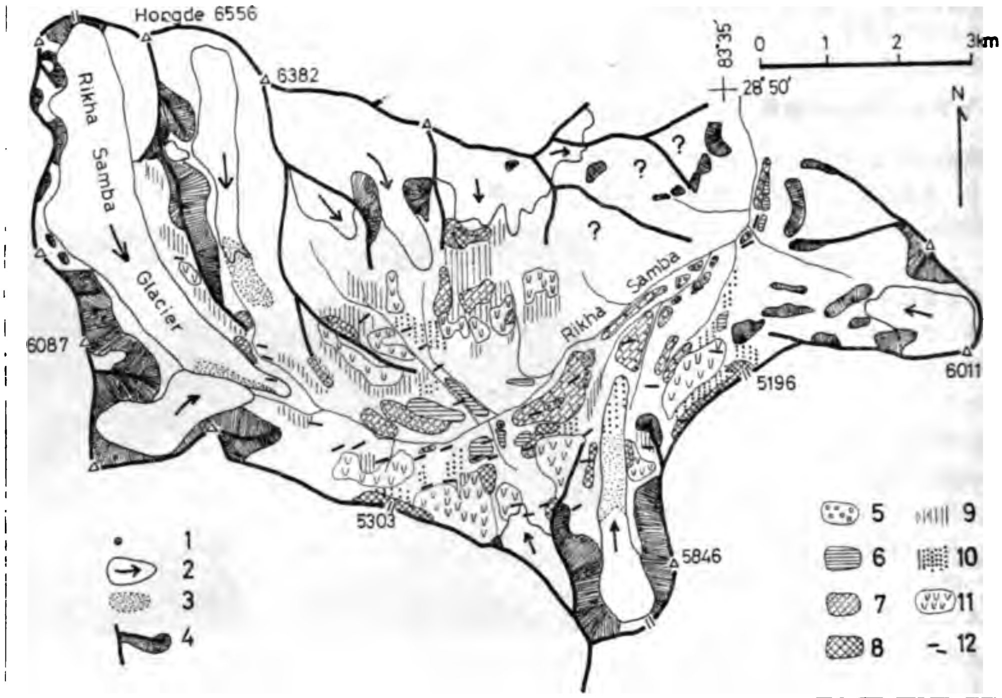


Fig. 10 Patterned in Hidden Valley. 1 : Base Camp (5055m) 2 : Glacier 3 : Debris covered part on glacier 4 : Ridge and rock wall 5 : Earth hummocks 6 : Turf-banked terraces 7 : Sorted polygons (small) 8 : Sorted polygons (large) 9 : Sorted stripes (small) 10 : Sorted stripes(large) 11 : Sorted lobes 12 : Striated ground indicating the direction of its long axis.

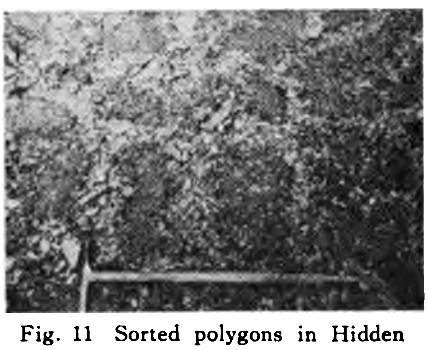


Fig. 11 Sorted polygons in Hidden Valley

布は，平坦地の分布を示しているということもできよう。平坦地は，リカサンバ沿いの段丘面上と，ラテラルモレーン上に分布している。

多角形土のうち，砂礫質の段丘面上に発達したものは，礫のふるいわけが貧弱で，直径 20cm 程の小型のものが多く，細粒物質を多く含むラテラルモレーン上や，U字谷壁斜面途中や稜線の平坦部に形成されたものは，小型のものでも礫のふるいわけが良く，形の整った多角形をなしている。小型多角形土は，更に大きな多角形土に，いくつかいっしょにとり囲まれていることが多いが，まわりをとりかこむ大型の方が粗粒部の礫の立ち上りが顕著である。

大型多角土は，ベースキャンプ東方約 1 km の所にある直径数 10m の池の周囲の平坦地と，ダンブミパスの平坦地に最もよく発達している。池の周辺の大型多角形土は，直径 1 ～1.5m であるが，モンスーンの最盛期ごろから，増水で水面下に没するようになる。

大型多角形土の粗粒部分は，径 20cm 程のやや扁平で角ばった礫で構成されている。多くのものは，直立している。

小型多形土は植被階状土の平坦部（上面）にも見られた。この多角形土は，直径約 15cm で，階状土の平坦部の傾斜は，4～5°であり，特にベースキャンプ裏（南西）の階状土の平坦部では，形の整つた小型多角形土の発達が良い。

2)　礫質線条土 (sorted stripes)

ヒドン・バレーでは，露岩帯や段丘斜面の崩壊地などを除く斜面によく発達している構造土である。線条土は，粗粒部間の間隔が 10cm 位の小型のものと，1m 位の大型のものとに分けられるが，礫のふるいわけは，大型の線条土の方がよい。



Fig. 12　Sorted stripes on a 22° gradient slope in the experimental site for mass movement, Hidden Valley.

小型線条土 (Fig. 12) の縞模様は，リカサンバ氷河の左岩の斜面，高度約 5680m 付近での観察の結果，傾斜が5°以上になると明瞭になりはじめ，ほぼ20°以上になると砂礫の細粒粗粒のふるいわけがさらにすすみ，それぞれの縞の幅が広くなる。30° 以上の傾斜地での線条土の記録はほとんどないというが (WASHBURN, 1973)，40° 近くでもよくふるい分けられた線条土を観察できた。

この斜面で，線条土を構成する礫の移動量の測定を実施した。測定は，7月13日に 14m の距離をおいた2つの露岩の割目に測量釘を打ち込み，ひもを張り，その下の5～10cm の長径をもつた扁平な礫6ケにペンキマークをつけた。ひもは，線条土の縞にほぼ直交するように張つた。これを8月29日に，ひもの下から，礫のペンキマークまでの距離，すなわち47日間の各礫の移動量を測定し，その結果を傾斜との関係で (Fig. 13) に示した。この図には，同斜面近くのモレーン表面（斜面）の 10～30cm の長径をもつた扁平な礫の移動量も示してある。

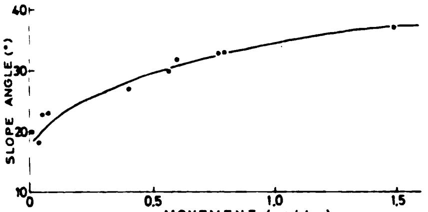


Fig. 13　The relationship between slope angle and mean diurnal movements of painted stones of the sorted stripes in Hidden Valley.

礫の移動量は，ほぼ傾斜の平方根に比例しており，約30°で，0.4～0.8cm/day (150～300cm/yr) であつた。この値は，傾斜や，礫の大きさ，気象環境など条件は異なるが，鳳凰山の2～5°の斜面での3～6cm/yr (小疇, 1964)，グリーンランドでの10～14°の斜面における 0.9～3.7cm/yr (WASHBURN, 1967)，スピッツベルゲンの7～15°の斜面での5～12cm/yr (JAHN, 1960) 等の測定結果に比べると，1～2桁のオーダで大きい。

斜面の 20～30cm 以上の大きさな礫の下方は，礫でおおわれておらず，10～20cm の長さで細粒物質が尾を引くように現われていた。これは，小さな礫の移動速度が，大きな礫の移動速度に比べて大きいことになるものであろう。

同地点での8月29日の 50cm 深地温は，+1.1°C, 79cm 深地温は +0.6°C であつた。後述のように，ヒドン・バレーには氷久凍土が存在するから，この地点での活動層厚は約 110cm と推定される。この活動層は，凍土の融解によつて，含水率は大きく，地表面付近でも湿潤状態になつていて，斜面を下る時，くるぶし近くまでもぐるような状態であつた。

これらの観測観察結果から，この線条土斜面では，斜面全体のソリフラクションと，礫径の違いによつて起こる差別的な frost creep とが同時に起つているものと考えられる。また，大きな移動速度は，永久凍土面 (permafrost table の仮訳) 上の湿潤な融解層が，30°近い急斜面に置かれたという条件が強くきいたことになるものと思われる。

小型線条土としたものには，礫のふるいわけをほとんど伴なわないで，礫種とそれによる色の違いで美しい縦縞模様を作つているものがある。稜線部や斜面途中の露岩や巨礫から，frost shattering によつて生産された礫が，frost creep やソリフラクションで斜面を最大傾斜方向に移動した結果と考えられる。これは，リカサンバ氷河中流の左岸の斜面や，ベースキャンプ東方にある氷河右岸の露岩の下の斜面に顕著なものが見られた。

大型線条土は，大型多角形土の形成域に接して分布していることが多く，ダンプシパスやフレンチコル周辺や，ベースキャンプ東方の池の周囲の斜面によく発達している。ベースキャンプ東方のものは，線条土が2～3°の傾斜の平坦地にくると，しだいに閉じた多角形土に移行していくのが認められた。他ののは，多角形土から移行して形成されたものであった。

大形線条土は，ベースキャンプ東方の氷河の末端部の厚い土砂に被われたところでも見られた。この土砂の厚さは，120～200cm で（NAKAWO, 1970），ここでの礫のふるいわけは強くはないが，礫が45°近くに立つた線条が幾筋もあつた。これは，この部分の氷河氷体が dead ice 化していることを示すものと考えられる。

3) sorted lobe

ヒドン・バレーでみられた soliflaction lobe は，植生をもたず，細粒礫と粗粒礫のふるいわけがすすんだ lobe 状を呈しているので，クンブの vegetated lobe と区別して，sorted lobe と呼ぶ。

sorted lobe は，5050m から 5500m の高度範囲の緩斜面によく発達している。傾斜 15～20°の斜面での lobe の大きさは，傾斜方向の軸が3～5m，幅は2m 前後，厚さは 30cm 程である。lobe の周囲は，溝状凹地になつていて，径 10～20cm 程の礫がつまつている。lobe の前方（下方）は，比較的細粒な物質からなり，平坦となつていることがあり，ここに小型の多角形土が形成されているのも観察された。

地温の移動測定（FUJII, 1976）の結果から，ヒドン・バレー内の永久凍土の分布の下限高度は，約5000m と考えられるが，sorted lobe の分布は永久凍土の分布とよい一致を示す。

永久凍土の活動層でおこるソリフラクションは，非常に効果的であるから，このような大型の lobe が形成されるのであろう。

ソリフラクションが起つている地表層の厚さは，最大で活動層の厚さと考えてよい。lobe が発達している斜面での地温の測定の結果，活動層厚は，5055m 地点で約 220cm，5240m 地点で約 190cm，5340m 地点で約 165cm であつたので，ソリフラクションを起こしている地層の厚さは，最大でも数 m（2～3m）といえるであろう。

4) 植被構造土（vegetated polygon）

植被構造土としては，earth hummocks と，turf-banked terraces（植被階状土）がある。これらは，高山草原の分布とほぼ一致し，earth hummocks は，このうち，リカサンバ沿いの湿地に，turf-banked terraces は，U字谷底付近の緩傾斜の場所にみられた。しかし，いずれも植生が貧弱なため，分布も限られ，分布高度は，4850～5150m と狭い。

ダンプシパス東のカリガンダキ西斜面では，earth hummocks の発達はよく，森林限界から 200m 程上の高度 4000m 付近から，草原植生の上限付近（4600m）まで見られる。

turf-banked terrace は，幅が 1.2～1.6m，前面の高さ 15～20cm，長さ 10m 以内の規模のものが多く，平坦部の傾斜は4～5°であつた。4～5°の傾斜にもかかわらず，形の整つた小型礫質多角形土が形成されていたのは，前述のとおりである。

5) striated ground

striated ground(SCHUBERT, 1973)，は，高さ1～3cm，長さ 10cm 位の線条のたかまりで，2～3cm の平行な溝でへだてられている規模の小さな構造土で，リカサンバや，氷河からの流れに沿つた湿つた平坦な砂地の上によくみることができた。

Fig. 10 に示した短い線は，調査期間中に測定した striated ground の方向で，全体としては，SW～NE の方向が卓越している。ダンブシパス付近では，W-E ないしは WNW-ESE 方向のものが多く，これは地表付近の雲の動きに近い。

ベースキャンプ前の平坦な砂地上の striated ground の方向は，7月17日の測定で N75E，9月7日では，N86W であった。それぞれ，過去3日間のベースキャンプでの卓越風向は，05：40NST～17：40 NST 間の3時間毎の測定によると，前者が NE～ENE（午前），W～WSW（午後），後者が，午前，午後ともに WSW であった。8方位法での風向測定ということを考えると，striated ground の方向は，卓越風向，特に風向の測定時間内では，午前中の風向に一致するようである。これは，SCHUBERT (1973) の報告のように，striated ground は，夜間凍結時に，霜柱が卓越風向の影響で，直線的に並ぶことによつて形成されたと考えることができる。

striated ground は，周氷河現象の中でも，形成速度の最も短い現象のひとつであるが，昼間，地表部が融解しても形は保たれているし，観測例は多くはないが，その方向も少くとも数週間は保たれている。したがつて，striated ground の方向から，ある期間内の夜間の卓越風向を知ることができる。Fig. 10 の短い線に谷を下る方向に矢印をつければ，ヒドン・バレーにおける，モンスーン期間中の夜間の卓越風向を示すことになるであろう。

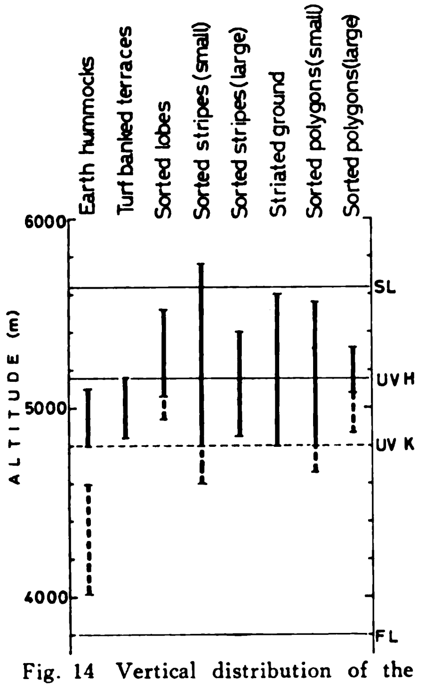


Fig. 14 Vertical distribution of the patterned ground in Hidden Valley; SL: Snow line, UV-H: Upper limit of vegetation cover in Hidden Valley, UV-K: Upper limit of vegitation cover on Kali Gandaki slope, FL: Forest line

6）垂直分布

ヒドン・バレーにおける構造土の垂直分布を Fig. 14 に示した。ヒドン・バレー自体の高度が 4800m 以上であるから，それ以下については，ダンブシパスのカリガンダキ側斜面も含めた。クンブ地方と同様にもつとも低位置から現われる構造土は，earth hummocks であり，森林限界よりやや高いところから現われはじめる。クンブ地方で広くみられた vegetated lobe は，ヒドン・バレー内ではみとめられなかつたし，カリガンダキ斜面では充分な調査を行つていないので詳しいことは分からない。

礫質構造土は，4800m 以上で急に豊富になるので，5200 m 近くまでは，植被構造土と共存している。この範囲内では，凍結作用による礫や土壌の移動のために，植物の根切れがおこり，それが植生の拡大を阻止している。このように，ヒドン・バレーでは礫や土壌の移動と植物の生育の競合関係で，周氷河作用の方が優つている所が一般的である。むしろ植生の成育が構造土の形成を抑制しているクンブ地域とは，対照的である。しかし，植生と構造土との関係については，今後のよりくわしい調査が必要である。

sorted lobe と大型の礫質構造土は，もつとも高所から分布がはじまるが，その原因は，これらが永久凍土層の存在と関係して形成されているからであろう。

礫質構造土の上限は，ほぼ雪線[1] と一致している。ヒドン・バレーでは，クンブ地域とは違つて，露岩や岩壁などの地形が構造土の上限を決めているのではなく，雪

線という気候的な原因で上限が決つている。礫質線条土の分布は，雪線以上にまでのびているが，それは，雪線以上の部分でも裸地が存在するからである。ヒドン・バレーでは，地表面のほとんどの部分に礫質構造土が発達しているといえる。

IV. ネパール・ヒマラヤにおける構造土の形成

これまでみてきたように，クンブ地域では，植被構造土がよく発達しているのに対し，礫質構造土の発達は悪い。一方，ヒドン・バレーでは，氷河と岩壁以外の地表面では，いたるところ礫質構造土が見られるといえる程発達がよく，クンブとは対照的な違いをみせている。

この違いは，ヒマラヤ山脈主脈の南側・北側という両地域の位置のちがいと，それから生じた気候条件の差（ネパール型湿潤ヒマラヤ気候とチベット型乾燥ヒマラヤ気候）および地形条件の差（急しゅんな地形とゆるやかな地形）によつて生じたと考えられるので，以下で考察を試みる。

1. 気候環境の違い

構造土の生成にかかわる最も重要な気候要素は，温度条件である。Fig. 15 には，1974 年の気象観測の結果のうち，気温・20cm 深地温・降水量（Glaciological Expedition to Nepal, 1976）を示した。ハジュンでは月間値を，ヒドン・バレーでは，観測期間が短かかつたので10日平均の値を用いている。

Table 1 Temperature conditions related to frost action with each altitude in the Khumbu region and Hidden Valley, using extrapolated value from the date obtained at Lhajung Station and at Jomoson Weather Station (2615m), the nearest station from Hidden Valley, respectively.

Altitude (m)	Region	Mean annual air temperature (°C)	Freezing index (degree-day)	Thawing index (degree-day)	Freeze-thaw cycle (days)
6000	Khumbu	−10.2	3722	0	0
	Hidden Valley	− 9.9	3579	0	125
5500	K	− 6.9	2536	0	143
	H	− 6.7	2393	0	212
5000	K	− 3.7	1555	202	218
	H	− 3.4	1473	267	273
4500	K	− 0.4	885	703	192
	H	− 0.2	771	757	293
4000	K	+ 2.8	412	1398	188
	H	+ 3.1	300	1480	248
3500	K	+ 6.1	107	2268	134
	H	+ 6.3	43	2391	207

ハジュン観測所では，月平均気温は約 5 ヶ月間，20cm 深地温の月平均値は約 4 ヶ月間が氷点下であつた。ハジュン観測所より高度の高いヒドン・バレーの気温と地温はともに，より低い値を示すから，氷点下の期間ももつと長いはずである。

このように，観測地点の高度が異なり直接比較することができないので，気温減率で高度補正[2)]して高度別に比べる必要がある（Table. 1）。これから，平均気温では，それほど大きな差異がないことが分るが，気温較差[8)]を比較してみると，ヒドン・バレーが約 9 °C であるのに対し，クンブ地域では約 6 °C と小さい。これは，主に雲によるも日射あるいは夜間の長波長放射の遮断効果の違いにあると思われる。ヒドン・バレーの方が，モンスーンの影響が小さく，雲量の少い日が多いからである。

気温の較差が大きいということは，ひんぱんに凍結融解のくりかえし（freeze-thaw cycle）が起こることを意味し，その結果，凍結破砕作用・霜くさび作用・融凍攪拌作用が強く作用する。

凍結融解のくりかえしは，凍結が起こらなくなる高度以上，融解が起こらなくなる高度以下であるが，

気温較差が大きいということは，この高度範囲が広いということで，これによつて引きおこされる構造土の分布高度の範囲も広いことになる。気温の較差の大きなヒドン・バレーの方が，凍結融解日数がはるかに大きく，高度範囲も広くなつている。

地表面温度は，気温より日平均で5～6°C 高く，特に日射の強い昼間は，この差はさらに大きくなる。従つて，地表面温度の較差は，気温較差に比べると，かなり大きく，table 1の凍結融解日数は，実際の地表面での日数に比べ，相当小さ目になつている。

構造土の形成に大きな役割を果たす作用として，凍上作用 (frost heaving) と凍結割目作用 (frost cracking) がある。これらは，年間を通じた積算寒度 (freezing index) であらわされる凍結の強度が大きいほど強く働くと考えられる。table. 1にみられるように，クンブ地域，ヒドン・バレーとも，積算寒度には，あまり大きな違いは認められない。

従つて，構造土形成に関する両地域の気温条件は，積算寒度，平均気温など，凍結の強度や期間といつた点では大きな差異はないが，凍結，融解のくりかえしに強く関与する気温の較差の相違は，非常に大きい。これは，ヒドン・バレーでは，礫のふるい分けを併う構造土の発達がよいことを説明するものであろう。

気温条件の次には，降水量を比較してみる。クンブ地方では，7～8月のモンスーン期に年降水量のほとんどが集中して降るのに対し，10月から4月にかけては，ほとんど降水をみない (Fig. 15)。

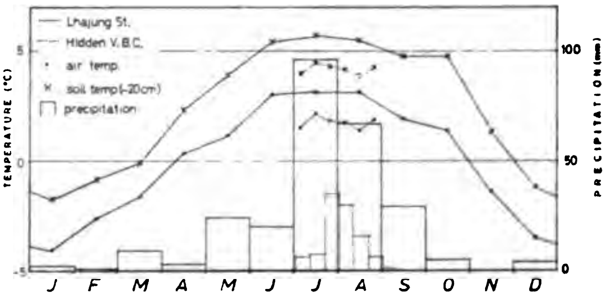


Fig. 15 Mean monthly air and soil temperature and total monthly precipitation at Lhajung station (4417m), the Khumbu region in 1975 and mean air and soil temperature and total precipitation in each 10days from July to August, 1975 in Hidden Valley.

ヒドン・バレーでの，モンスーン期の降水量は，クンブの約半分である。降水量だけでなく，相対湿度・蒸発量の点でもより乾燥した条件におかれている。

このような，モンスーン期の降水量のちがいは，ヒマラヤ山脈主軸の南側と北側（ヒドン・バレー）の違いの反映である。しかし，ネパール全域の降水量分布(Climatological Records of Nepal, 1970)の中では，クンブ地域も，ヒマラヤ内陸の比較的乾燥な地域と位置づけることができる。

南側に前山をもたず，直接モンスーンにさらされるヒマラヤの南側斜面では，モンスーン時の降水量はもつと多い。

ヒドン・バレーでの，冬期の降水については，観測値がないので不明であるが，クンブにくらべより西に位置するので，冬期の西方擾乱を受け，積雪量，積雪期間ともまさつていることが推定される。冬にヒドン・バレーにもたらされる積雪は，凍結に対し負の作用をするかも知れないが[4]，そのかわり，融雪水を供給するから，乾燥による凍結の低下をおぎなうであろう。

このような降水の量と季節変化の特色は，植生の発達と雪線高度に，大きな影響を与えている。クンブ地域では，気温が高くなる時期に充分の降水があるから植物の生育には都合がいい。ところが，ヒドン・バレーでは，モンスーン期さえ，蒸発量の方が降水量をうわまわつており，植物が生育するためには，乾燥しすぎている。このため，植生限界が低くなる。

クンブ地域では，雪線がもつとも高くなるモンスーン後の乾期に，山腹をおおう積雪の下限高度は，南側の北向き斜面で 5500m，もつとも高くなるチベットよりの南向き斜面で 6000m 近い。連続する植生の

上限は，クンブでは 5500～5600m であるから，それから雪線までの高度差は，平均すると 200m 程で，狭い。ヒドン・バレーでは，その高度差はクンブの倍以上である。

このような気候環境の違いの原因は，ひとことでいえば，ヒマラヤ主軸に対する南側斜面と北側斜面という位置の違いである。

2．地形環境の違い

現在われわれが見ているヒマラヤの地形は，ヒマラヤ山脈が形成されはじめた時以来の地殻の隆起と，それを侵食しつづけてきた営力との相互作用の結果であり，共通の地史的環境を経験した場所では，同じような特徴をもつ。

クンブ地域でみられる 5300～5400m 以上が急しゆんという地形的配置は，東ネパールヒマラヤ南側斜面に共通してみられる。ヒマラヤ主軸から南にはなれた山頂高度 6000m 以下の部分でも，山稜頂部は急な岩壁になつており，植生がまばらになる高度以上には，平坦な地形は存在しない。

クンブ地域で，構造土が発達しているところは，すでにみたように，圏谷底・U字谷底・モレーン表面・氷河合流的背後の台地上などである。これらの地形が分布する上限は，だいたい 5300～5400m であつて，それより高い場所は，岩屑地・岩壁・氷河になつてしまい，構造土が分布する余地はない。急斜面が多いから岩壁が広く，そこから生産される岩屑も，花崗岩・片麻岩という岩質のため，大きなブロックになり構造土の形成にはつごうが悪い。

ヒドン・バレーは，これとは対照的で，山稜頂部まで比較的緩斜面が存在し，岩壁の面積もせまい。5100～5200m の植生限界より高い位置に，モレーンのような平坦面をもつ地形も存在する。クンブでは，雪線以上の氷河・積雪におおわれていない部分はすべて岩壁であるが，ヒドンバレーでは，砂礫地になつている地表面が存在する。

ヒドン・バレーでは，礫質構造土の形成に適した高度に，構造土形成に適した地形が用意されているといえる。基盤地質も，ヒドン・バレーの堆積岩や石灰質片岩・千枚岩は，細かい礫に分割されるから，構造土の形成にはつごうがいい。このような地形は，ヒマラヤ主軸の北側からチベット高原にかけて広くひろがっており，そこでは，礫質構造土がよく発達していると考えられる。

3．他地域との比較

これまでみてきたクンブとヒドン・バレーの気候と地形環境は，それぞれヒマラヤ山脈主軸の南側斜面（ネパール側斜面）と北側斜面（チベット側斜面）[3] に共通しているといえる。従つて，クンブ地域とヒドン・バレーの構造土の分布の特徴は，それぞれ，ネパール側とチベット側斜面を代表しているといえよう。

しかし，クンブ地域は，ネパール側斜面の典型よりは乾燥しており，ヒドン・バレーには，モンスーンの影響が残つているから，典型的なネパール側斜面およびチベット側斜面では，構造土の分布は，われわれが調査した両地域よりさらにそれぞれの特徴をより強くみせているだろう。

ヒマラヤの構造土の分布と形成環境の特徴をさらにあきらかにするために，他の地域の高山と比較してみる。ここでは，日本とヨーロッパをとりあげ，垂直分布帯を模式的に比較してみる。

まず，地形的な制約が全くなく，気候的条件のみによつて垂直分布が決定される場合を考えてみる(Fig. 16 A)。

雪線と森林限界との間の高さがどこの山地でも一定だとすれば，気候の違いに応じて植生限界が上下する。ヒマラヤのネパール側斜面では，雪線近くまで植生地があり，植被構造土が広く分布できる。そして，裸地の割合は小さく，礫質構造土の分布面積は狭くなる。

チベット側斜面では，植生地の面積が狭く，礫質構造土の発達が著しい。

ヨーロッパ（HÖLLERMANN，1967；GRAF，1971；RUDBERG，1972）では，礫質構造土と植被構造土ともに充分発達できる。一方，日本では，ヒマラヤのネパール側斜面に似ているが，森林限界以上には，ハイマツが優占するから，植被構造土が発達できない（小疇，1974；小疇ほか，1974）。

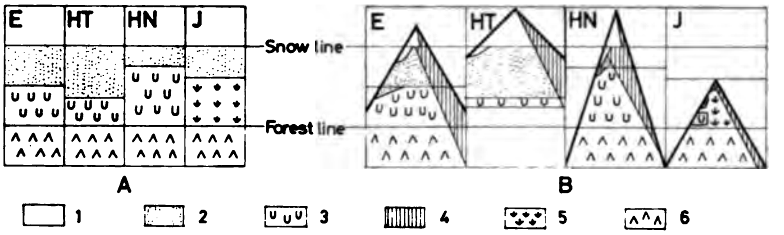


Fig. 16 Schematic comparison of vertical zonations. A : relating to climatic conditions, B : relating to topographic differences, E : High mountains in western Europe, HT : Tibetain slopes of the Himalays, HN : Nepalese slopes of the himalayas, J : Northern part of the Japan Alps, 1 : Snow and ice, 2 : Sorted patterned ground, 3 : Vegetated patterned ground in alpine glass land, 4 : Rock wall, 5 : Subalpine Krummhorz vegetation (*Pinus pumpila*), 6 : Forest

次に，これに地形条件が加わった場合を考えてみよう（Fig. 16-B)．地表面の微起伏は，すべての限界線を，直線から複雑なジグザグの線に変えるから，どの場合でも礫質構造土と植被構造土とが同時に出現する高度帯を生じさせる。

ヒマラヤの場合は，すでに述べてきたので省略する。ヨーロッパのアルプス・ピレネー・スカンジナビアでは，地形的条件も満足され，植被・礫質構造土ともに良く発達する。

日本アルプスでは，山の高さがハイマツ帯上限を越えないが，強風による山頂現象として礫質構造土が形成される。日本海沿岸の多雪な高山では，残雪のため裸地や草原がハイマツ帯の中にパッチ状に分布し，そこに礫質構造土や植被構造土が形成されることもある。

このように，ヨーロッパの高山でも日本の高山でも，構造土の分布は，それぞれの気候・地形の条件を反映しており，これらの環境条件との関連で，ヒマラヤ山脈のネパール側斜面，チベット型斜面の構造土は，ユーラシア大陸東，西端の高山の構造土の分布とも異なる分布をしていることが明らかになった。

V. 結　論

クンブ地域では，植被構造土の発達がよく，earth hummocks, vegetated lobes は，森林限界以上から植生限界付近まで広い面積に分布し，5000m 以上には植被多角形土が分布する。

植被構造土が発達する原因は，夏のモンスーン期に充分な降水にめぐまれて，植生が高所まで生育し，そこに寒期には，凍結作用が働くからである。礫質構造土は，主として，5000m 以上に発達するが，分布場所は限られ，面積も狭い。植生限界以下では，豊富な植生が形成を阻止しているし，それ以上では，急な岩壁や粗大な礫地によつて占められ，構造土の形成に適した場所に欠けるからである。

このようなクンブ地域の構造土の分布のありさまは，ヒマラヤ山脈のネパール側斜面に共通してみられるものである。

ヒドン・バレーでは，礫質構造土の発達がよく，大型，小型の多角形土・lobes・線条土・階状土などさまざまなタイプのものが分布する。

ヒドン・バレーで礫質構造土の発達がよいのは，気温較差が大きく，凍結融解のくりかえしがひんぱんに起こることと，乾燥気候のため，植生地の面積が少なく砂礫地に富むこと，高いところまで緩斜面が多いことによる。さらに，ヒドン・バレーは，全体の高度が高いから，植生の分布もそれだけ限定されている。すなわち，気候・地形などの環候条件は，礫質構造土の発達にとつて非常に有利に整つているのである。

このような，ヒドン・バレーの構造土の分布のありさまは，ヒマラヤ山脈チベット側斜面に共通してみられるものである。

ネパール側斜面，チベット型斜面ともに，そこでみられる構造土の分布は，日本やヨーロッパでの構造土の分布と比べても独特であり，ヒマラヤの高山帯の自然のなりたち，とくに，気候地形営力の理解のための重要な鍵となるであろう。

最後に，本研究は，1973年度ネパール ヒマラヤ氷河学術調査隊(日本雪氷学会・氷河情報センター)と1974年度の同名の調査隊(文部省科学研究費海外学術調査，研究代表者樋口敬二)に参加しておこなわれたものである。調査にあたっては，調査隊のすべてのメンバーそれに地元の多くの人々から御援助をいただいた。ここに厚くお礼を申し上げる。

注および引用文献

注 1) ここでは，9月上旬における山腹の大部分が積雪におおわれている下限を雪線とした．

2) ヒドン・バレーの年間を通した観測値はないので，最も近いネパール気象局の測候所，Jomosom(2615m)のデーターを，高度補正して用いた．(Climatological Record of Nepal, 1970)

3) クンブとヒドンの両方のデーターがある1974年7月・8月についての月平均最高気温と，月平均最低気温の差を比較した。

4) 東(1954)によれば，北海道では，積雪が 15cm に達すると凍結の進行は止まる．

5) ヒドン・バレーは，ネパールに属するが，気候・地形環境がチベット的という意味である．

Climatological Reports of Nepal (1970) : Department of Irrigation, Hydrology and Meteorology, Ministry of Food, Agricalture and Irrigation, His Majesty's Government of Nepal.

FUJII, Y. (1976) : Ground temperature measurements in the high altitudes of Nepal Himalayas. Scientific Report of Glaciological Expedition to Nepal 1973-1974 Japanese Society of Snow and Ice, In Press.

GANSSER, A. (1964) : Geology of the Himalayas. Interscience Publishers, London, 289p.

Glaciological Expedition to Nepal (1976) : The Data Report of Glaciological Expedition to Nepal 1973-1974, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, In Press.

GRAF, K. J. (1971) : Beiträge zur Solifluktion in den Bünder Alpen (Schweiz) und in der Anden Perus und Boliviens. Juris Druck Verlag Zürich, 152p.

HAFFNER, W. (1972) : Khumbu Himalaya, Landschaftsökologisch Unterschungen in den Hochtälern des Mt. Everest-Gebietes. In, TROLL, C. ed., Geoecology of the High-Mountain Regions of Eurasia. Weisbaden. 299p.

東 晃(1954) : 北海道の土壌凍結—積雪との関係. 農業物理研究所報告, No. 3, 145-157.

HÖLLERMAN, P. W. (1967) : Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalben. *Göttinger. Geogr. Abh.*, Vol. 40, 198p.

JAHN, A. (1960) : Some remarks on evolution of slopes on Spitsbergen. *Zeitschr. Geomorphologie, Supplement band I*. 49-58.

KAR, N. R.(1969) : Studies on the geomorphic characteristics and development of slopes in the periglacial zones of Sikkim and Darjeeling Himalaya. *Biul. Perygl*. Nr. 18, 43-47.

小疇 尚(1964) : 鳳凰山における構造土の観察と実験. 駿台史学, 15号, 53-75.

——(1965) : 大雪火山群の構造土. 地理学評論, 38巻, 179-199.

——(1974) : 凍結・融解作用がつくる微地形. 科学, 44巻, 708-712.

小疇 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二郎・岩田修二・岡沢修一(1974) : 白馬岳の地形学的研究. 駿台史学, 35号, 01-086.

MÜLLER, F. (1959) : Eight months of Glacier and soil research in the Everest Region. *The Mountain world*. 1958/59, 191-208.

NAKAWO, M.(1976) : Bubble structures of un-named glacier near Tukche peak, Hidden Valley. Scientific Report of Glaciological Expedition to Nepal 1973-1974, Japanese society of Snow and Ice. In Press

OHTA, Y., AKIBA, C. ed., (1973) : Geology of the Nepal Himalayas. Himalayan Comitee of Hokkaido University. 286p.

RUDBERG, S. (1972) : Periglacial zonation—a discussion. *Göttinger Geogr. Abb.*, Vol. 60, 221–233.

SCHUBERT, C. (1973) : Striated ground in the Venezuelan Andes. *Journal Glaciology*, Vol. 12, 461–468.

WASHBURN, A. L. (1967) : Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, Northeast Greenland. *Meed. Dm Grønland*, Vol. 166, No. 4, 303p.

WASHBURN, A. L. (1973) : Periglacial processes and environments. Edward Arnold, London., 320p.

(1976年1月23日受理)

第8回国際石炭系会議報告

猪 郷 久 義* 小 池 敏 夫**

VIII Internatinal Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, 1975

Hisayoshi IGO and Toshio KOIKE

昭和50年9月3日から13日まで，第8回国際石炭系会議が，モスクワ大学で開催された。参加者は約750名であつたが，そのうち約500名はソ連，250名は23ヶ国からの出席者である。日本からは，高橋良平，加藤 誠の両氏と筆者らの4名が参加した。会議の役員は P. P. TIMOFEEV が議長，S. V. MEYEN が事務局長を務めた。会議は開会日と閉会日における全体会議と，次のような分科会議が開かれた。

I Stratigraphy and Paleontology
II 1 Paleogeography and Lithology
 2 Mineralogy and Geochemistry
III 1 Coal-bearing formations
 2 Tectonics
IV 1 Petrography and Genesis
 2 Relation of Coal-, Oil-, and Gas Formation
V Coal geochemistry
VI Mathematical methods

さらに期間中に下記の国際委員会が開かれた。括弧内は座長名である。

International Committee for Coal Petrology (R. NOËL, ベルギー)
International Commission for Microflora of the Paleozoic (P. ALPERN, フランス)
International Subcommission on Carboniferous Stratigraphy (A. BOUROZ, フランス)
International Subcommission on Permian Stratigraphy (P. L. STEPANOV, ソ連)

またSymposium on Conodonts が O. S. VYALOV を委員長として会議中連日行なわれた。会議の前後に行なわれた巡検は，モスクワ盆地，ドネツ盆地—北コーカサス，南ウラル，クズネツク盆地，中央アジアといずれも魅力あるコースが約10日間にわたつて組まれていた。筆者らは南ウラルと中央アジアのコースに参加した。

さて，講演，討論会の中には多くの興味深いテーマが並んでいたが，同時に進行している多くの会議で，聴くことのできるものは少数にとどまつた。筆者らに興味ある分野での講演の中で特に重要なものを二三紹介する。

A. P. POTAI (ソ連) は Stratigraphic scale of USSR Carboniferous と題し，ソ連の石炭系を総括した。これによると（1）石炭系は従来どうり上・中・下の三統に区分する。Namurian を二分し，その下部 Namurian A を Serpukhovian とする。上部 Namurian の B・C は，Bashikirian の基底部に含める。Serpukhovian は Tournaisian, Visean と共に下部石炭系とする。

Serpukhovian については，N. E. BRAZHNIKOVA らが，Lower Carboniferous Serpukhovian Stage in the USSR と題して論じた。この階は，古く1890年に S. N. NIKITIN が提唱したが，Visean 上部に対比されるとみなされたため，ほとんど用いられなかつた。しかし，第I，II回の国際石炭系会議で，その最上部が Namurian A に対比された。今回 Namurian A に相当する狭義の Serpukhovian の使用が提案され

* 筑波大学地球科学系 Institute of Geoscience, The University of Tsukuba.
** 横浜国立大学教育学部 Institute of Geology, Yokohama National University.

たわけである。（２）上部石炭系は，1951年の提案に基づいて，Kasimovian と Gzhelian に二分される。（３）石炭系とデボン系の境界は，*Wocklumeria* 帯の基底，*Quasiendothyra kobeitusana* とその類似種の化石帯の基底に引かれる。

E. A. REITLINGER らは，Devonian/Carboniferous boundary in the USSR の題目で，この問題をまとめた。*Wocklumeria* 帯の基底は，頭足類，腕足類，有孔虫，サンゴ，介形虫，コノドント，植物微化石などの新しい要素がもつとも多く出現する。これはドネツ盆地の $C^1_1a_1$，西ヨーロッパの Famennian の Fa2d, CONIL (1964) の Tn 1aα の基底に一致する。*Quasiendothyra kobeitusana* 帯の基底は，有孔虫の進化に基づいており，ドネツの $C^1_1a_2$ の基底，Etroeungt (Tn 1aα) の基底のやや下位に対比される。*Gattendorfia* 帯の基底も注目すべきで，主な化石の変遷があり，また多くの古い要素が絶滅する。上述の三つの境界のうち，国際的には *Gattendorfia* 帯の下底に石炭系・デボン系の境界を引いているが，ソ連では新しい要素の出現が顕著な *Wocklumeria* 帯の下底に引くことを提案する。ただし，系の境界は国際的なものであるので，今後各地での検討を加え，国際的な視野で論議して決めたい。（４）石炭・二畳系の境界は *Schwagerina* 層準の下底に引く。

RAUSER-CHERNOUSOUA らは Carboniferous/Permian boundary in USSR の題目でこの問題を論じた。ソ連では今世紀の半ばまで，石炭・二畳系の境界を *Schwagerina* 層準の上限に置いてきた。しかし，現在は多くの研究者や公共機関で，*Schwagerina* 層準に対比される Asselian 階の基底に境界を引いている。この境はゴニアタイトの Metalegoceratidae, Paragastrioceratidae, Protopopanoceratidae に属する三属の出現 Schwagerinidae の多くの属の出現，*Pseudofusulina* の前進的な進化によって特徴づけられている。Asselian には二畳紀のサンゴ，*Kleopatrina*, *Protolonsdaleiastrea* など，*Nicklesopora*, *Coscinotrypa* などのコケ虫，*Restrenteris*, *Ingelarella*, *Cyrtella* などの腕足類が出現する。

なおソ連の *Schwagerina* は，よく知られているように，北米やわが国の多くの研究者の指すものとは異なり，球型で初房が小さく，内部がきわめて密に巻いたものをいう。最下部二畳系はこの *Schwagerina* の最初の出現ではなしに，*Alpinoschwagerina* や *Occidentoschwagerina* などからなる化石帯をそれとみなしている。*Alpinoschwagerina* はわが国の *Pseudoschwagerina morikawai* や *P. minatoi* などで，かつて猪郷や勘米良らが論じた二畳系基底と一致することになる。なお中央アジアなどでは，わが国の *Robustoschwagerina schellweni* 帯を *Sakmarian* の基底に置いている。

コノドントシンポジウムはモスクワ大学の微古生物教室で行われた。I. S. BARSKOV 氏が実行委員として精力的に世話をしてくれた。25名ほどのコノドント研究者が参加したが，その７割はソ連の研究者である。発表はソ連のカンブリア系から三畳系にわたる各時代のコノドントの生層序の研究が大半を占めた。特に女性の研究者がきわめて精力的な研究を行つている点が注目された。そのほかコノドントの古生物地理的分布，種の違いによる垂直・水平的な住みわけなどに関する発表・討論が行われた。このシンポジウムと平行して，実体顕微鏡によるソ連各地の標本の検討会が催された。きわめて保存良好な各時代の標本を観察しながら，ソ連の研究者とドイツの ZIEGLER, KOZUR，アメリカの LANE, MERRIL，カナダの VON BITTER，ベルギーの GROURESSENCE，に筆者らと議論が果てしなく，標本どうしの比較検討がいかに重要であるかを確認しあつた。シンポジウムの講演のなかで，主なものは次の通りである。

G. P. ABAIMOVA et al. "Conodonts and other fossils of the Middle and Upper Cambrian in Malyi Karatau", M. P. SNIGIRIOVA et al. "Lower and Middle Devonian Conodont Complexes of East Slope of the Urals", L. I. KONONOVA "Conodonts from the boundary of Devonian and Carboniferous strata of the west slope of the Urals", H. R. LANE "Conodont zonation of the North American

Morrowan and its Implication for international Correlation", M. V. PJATAKOVA "New Conodonts from the Upper Permian and Lower Triassic deposits of Transcaucasus"

南ウラル山地巡検

会議前の７日間にわたつて行われた南ウラル山地の巡検は，バシキリア地方の西山麓（シス・ウラル）に分布する石炭系，ならびにこれに整合に重なるとみられる上部デボン系と下部二畳系の見学が目的であつた。参加者は約50名であつた。以下，日程に従つて見学の内容を簡単に述べる。

Shakh Tau 山の二畳系：Shakh Tau 山はウファから 130km 程南の Starlitamak の Belaya 川右岸に点散して分布する小丘陵の一つである。ここは下部二畳系の礁石灰岩から構成され，上部 Asselian と Sakmarian が発達している。この地は，戦前に開かれた万国地質会議の巡検地で，C. O. DUNBAR などが参加し，"The type Permian" の論文を書いたきつかけとなつた。この礁石灰岩からは豊富な腕足貝，サンゴ，コケ虫，石灰藻，有孔虫，ゴニアタイトが産出する。



(1) Shakh-Tau 山の Asselian の石炭岩に含まれるゴニアタイト

Sikaza 川沿いの下部石炭系：Starlitamak から約 50km 東，Makarovo 村東の Sikaza 川沿いでは，下部石炭系 Tournaisian, Visean ならびにデボン系の Famennian の整合一連の石灰岩からなる地層が観察できる。ここでは腕足貝(N. N. LAPINA による)，サンゴ(D. D. DEGTYAREV)，有孔虫 (Z. A. SINITSYNA, N. E. CHERNYSHEVA)，介形虫 (N. M. KOCHETKOVA)，コノドント (L. I. KONONOVA) などによる生層序が確立しており，化石リストや写真を展示しながら，それぞれの専門家の説明があつた。*Wocklumeria* 帯は今回のソ連の石炭紀委員会の勧告どうり石炭系の中に含められていた。

Voskresenka 山の上部石炭系：この山は Starlitamak の約 50 km 北に位置し，上部石炭系 Kasimovian の C^{b}_{3} 帯と Gzhelian の C^{c}_{3}, C^{d}_{3} 帯ならびに Asselian の一部が分布する。Gzhelian と Asselian，すなわち石炭系・二畳系の境界で石灰岩の岩相はかなり変化するが，整合に重なつている様子がみられる。しかし，この地の Asselian はフズリナがきわめて少ない。

Asky 川沿いの中・上部石炭系：Starlitamak から約 50km 北東，Solontsy 村，Asky 川沿い Asatau 山の南斜面に下部石炭系の最上部ならびに中部石炭系 Bashkirian, Moscovian が露出する。全層が整合で，一連の石炭岩からなり，Bashkirian の模式地とされている。石炭岩は一般に成層しており，局部的にドロマイト質であつたり，チャートの団塊をともなう。ここでも有孔虫 (Z. A. SINITSYNA による) 腕足貝 (N. N. LAPINA ほか)，介形虫(N. M. KOCHETKOVA)，コノドント (R. S. FURDUJ) などが詳細に研究されており，そのリストを参考に採集を行つた。ここに分布する下部石炭系は，今回再定義され採用された Serpukhovian 階の Ustsarbajsky 層準の一部だけである。ここからは *Endothyra bradyi* MIKH., *Eostaffellina paraprotvac* (RAUS.), *Striatifera striata* (FISCH.) などを産する。

Uklykaya 山の Moscouian：Starlitamak から約 50km 北東，Tashasty 村 Zilim 川右岸の Uklykaya 山には Moscovian のほとんど完全な垂直的連続を示す大露頭がある。チャートの薄層を夾む成層した石灰岩で構成されており，化石がきわめて豊富である。G. I. THEODORORICH (1935) 以来多くの人の古生物学的研究があるが，有孔虫が Z. A. SINITSYNA ほか，腕足貝が O. L. EINOR ほか，コノドントが R. S. FURDUJ により再検討されている。Moscovian の下位には Bashkirian の石灰岩もみとめられる。Moscovian の各層準を特徴づけるフズリナ，*Aljutovella*, *Profusulinella*, *Eofusulina*, *Pseudostaffella*, *Fusulina*, *Fusulinella*, *Wedekindellina*,



（2） Uklykaya 山に分布する Moscovian の大露頭

Parawedekindellina や腕足貝を含む石灰岩の採集ができた。

この巡検は Uklykaya 山麓での二日間のキャンプもあり，9月上旬でもかなり寒かつたが，きわめて豊富な化石，みごとな露頭，ソ連側の用意周到な準備に参加者一同感激した。

中央アジア巡検

この巡検は会議終了後9月14日から10日間にわたり行われた。巡検の目的は（1）中部天山区 Talassky Alatau 山地南西山麓の海成下部石炭系，（2）南部天山区 Fergana 南部の Akchechek の陸成～沿岸堆積相の上部石炭系と二畳系，ならびに同地区の Karachatyp 山地の海成～陸成中部～上部石炭系と二畳系の観察である。参加者は約60名であつた。

Talassky Alatau 山地南西麓の下部石炭系：Chimkent の約 70km 東，Duanytau 山北斜面側の Tyulkubas 駅南側で，上部 Famennian とみなされている Koktereksky 層準と下部 Tournaisian の Sankulsky 層準を，Duanytau の西隣りの Koikebiltau 山で，Tournaisian から下部 Bashirian にいたる地層を観察した。この地域の層序と腕足貝を研究した74歳の O. K. SERGUNKOVA が案内をしてくれた。全層が成層した石灰岩からなり，有孔虫，腕足貝，サンゴの研究が詳しくなされている。Koktereksky 層準は Famennian を特徴づける化石を多産するが，イギリスの *Kleistopora* 帯や *Etroeungt* に知られる腕足貝が含まれており，デボン系―石炭系の境界を考えるうえに興味があるが，Tournaisian 下部とみなされている石灰岩からの大型化石の産出がきわめて少ないとのことである。

Karatau 山地西部 Akchechek の上部石炭系ならびに下部二畳系：Fergana から 160km 西の Kanibadam 町の東に約 30km 付近から南西にのびる Kaptarkhan 谷に分布する上部石炭系 Kasimovian と Gzherian，さらに整合に重なる二畳系 Asselian を観察した。Kasimovian の下位には上部デボン系が傾斜不整合で接する。Kasimovian は主として礫岩，砂岩，頁岩からなる。化石はとぼしいが，淡水性二枚貝，植物化石が見つかつている。この谷の4～5km 東で産出するフズリナにより時代が決定されている。Kasimovian に整合に重なる Gzherian は砂岩，頁岩，礫岩を主とするが，数層準に薄い石灰岩，凝灰岩を夾む。この階の下底は *Rugosofusulina stabilis longa* BENSH や *R. procera* BENSH を含む砂岩の基底に引かれている。多くの植物化石を含む頁岩が3～4層準ほどみとめられる。石炭系と二畳系の境界は，*Rugosofusulina complicata* (SCHELW), *Quasifusulina longissima* (MOELLER) など含む石灰岩を夾む砂岩の下底に便宜的に引かれている。二畳系は砂岩を主体とする。植物化石が比較的上部の頁岩から採集できた。



（3） Kaptarkhan 谷に露出する上部石炭系 Kasimovian の礫岩 (C) と傾斜不整合で重なる陸成上部白亜系 (K)

Alaisky 山地山麓 Karachatypr 丘陵に分布する上部石炭系ならびに二畳系：Fergana の南東 30km, Kyzylkiya 町の北側に広がる Karachatypr 丘陵に分布する，上部 Bashkirian から Asselian にいたる陸成～海成層を見学した。この地域ならびに前述の Karatau 山では，有孔虫の研究者である F. R. BENSH や Z. S. RUMYANTSEVA らが案内をしてくれた。Bashkirian はその一部



（4）Karachatyr の石炭系（C）と二畳系（P）の境界

が分布するのみであるが，厚さ 900m 以上あり，砂岩，頁岩からなる。下部に発達する石灰岩から *Pseudostaffella*, *Profusulinella* などが産出する。下部 Moskovian は削剥をうけて欠除している。上部 Moskovian は礫岩，砂岩，頁岩からなり 1200m 以上の厚さにのぼる。全体的に化石はきわめてとぼしいが，薄い石灰岩層からフズリナ，腕足貝，二枚貝が産出する。Kashmovian と Gzherian は砂岩，頁岩を主とするが，前者には礫岩がかなり夾まれる。化石は両者ともに，砂岩，石灰岩の14～15層準から産出している。有孔虫，石灰藻，腕足貝，ゴニアタイト，植物化石が採集できた。二畳系の Asselian は砂岩，頁岩，石灰岩からなり，上部で石灰岩が優勢になる。石炭系と二畳系の境界は *Alpinoschwagerina* や *Occidentoschwagerina* の出現をもつて引かれているが，その境界付近を詳しく観察し，標本採集ができた。

この巡検でも多くのソ連の研究者や洗練された同時通訳の案内のもとに，日本ではみられない陸成層を含む石炭系を見学でき，きわめて有意義であつた。これらソ連側の関係者に心から感謝の意を表したい。

（1976年1月23日受理）

書評と紹介

浅間一男：被子植物の起源 1975, 400p, 164図. 口絵 4p, 11表, 三省堂

地質時代の生物の変遷ないしは生物進化の事実を知り得る手だては，化石の仔細な研究にたよるほか，他の何らの方法もない。地球が創生してから現在に至るまでの長い時間にどのように生物が誕生し，またそれがどのように変遷ないし進化して来たかは，誰しも非常に興味深くおもわれることである。現在，地球上にみられる動・植物界はすべて過去の地質時代からの遺産であり，それはまた未来への発展の一こまにしかすぎないものと云えよう。現在の地球上の被子植物のもろもろの特性も地質時代から現在までの間に，理由があつてなるべくしてなつたわけである。

著者は植物化石の研究，特に古植物の研究に30年以上に亘り従事し，ことに大陸の古生代の資料をも含めて多数の論文を公表して来ているが，この度の“被子植物の起源”と題する著述は，著者自身も述べておられるように，これまでの研究結果を一つにまとめあげたものと云え，現存する被子植物の祖先を化石をとおして探究すると共に，進化過程で作用したと考えられる諸要因や被子植物の進化の傾向性などをも論及している。因みに本書は「植物の進化生物学」と題した series の第四巻にあたるものである。

本書の構成は，序章・起源にまつわる諸問題，第1章・被子植物とは何か，第2章・単元か多元か，第3章・古生代末における葉形変化とその意義—単葉の出現，第4章・維管束植物の進化—シダ植物より裸子植物をへて被子植物へ，第5章・古気候の変遷と分布の変遷，第6章・被子植物の出現の時代と地域，第7章・被子植物の起源，第8章・諸進化説と生長遅滞説となつていて，これにあとがきが附記してある。

序章では，被子植物が白亜紀中期には全世界的にほぼ同時に出現し，しかもそのなかに現在の被子植物の代表的な種属も含まれる地史的事実をあげ，被子植物が地質時代のいつ，どこで，いかなる植物から由来したかなどの被子植物の起源に関する諸問題の意義を述べている。第1章では，植物の進化の流れ，すなわち最初の陸上植物として出現したのはシダ植物で，ついで原始的な種子植物が形成され，生殖方法が改善されつつ，最後に胚珠が心皮で保護された被子植物が出現するに至つたことを指摘し，進化の流れから被子植物とは生殖器官が被子的段階に達したものと定義している。第2章では被子植物の起源に関する諸説を述べると共に，系統分類にあたつては葉，茎，生殖器官を同等に評価すべきだと主張する。第3章では植物の進化に規則性を認め，中国山西省の太原炭田産の *Enplectopteris* 系の進化をはじめ，*Taeniopteris* 系，*Tingia* 系，*Lobatannularia* 系，楔葉系の進化を論及している。そして地質時代の環境は植物の生長に対して悪いほうに定向的に変化し，それに伴つて植物の生長は遅滞したと考え，生長遅滞説（GR 説）を提唱している。第4章では維管束植物の分類の諸説を紹介すると共に，著者による維管束植物の分類体系を示す。すなわち小葉系，大葉系，有節系の系列と，各系列ごとの進化段階とみなされるシダ植物，裸子植物，被子植物との組み合わせによる分類を提唱し単元的に考えた従来の分類，二元と考える分類，著者の三元と考える分類との相互比較を提示し，さらに小葉系退行群，有節系退行群，大葉系退行群，小葉系向上群，有節系向上群，大葉系向上群についての興味あるそれぞれの特性を詳述している。第5章では，植物の生長を抑制するように定向的に悪化した古気候が，定向進化・平行進化の原因であることなどや，古気候の変遷と植物区との関連，年較差漸増の古気候について述べている。第6章では，初期の被子植物や中生代にみられる被子植物類似の植物の特徴，初期被子植物の出現に関する論争，被子植物出現の時代とその地域などにふれている。第7章は，双子葉植物の標準的な形態や単葉の形成，すなわち羽状脈葉，ヤシ類葉，タケ類葉のそれぞれの形成について述べ，その例をあげている。第8章では，進化に関する諸説と著者の提唱する生長遅滞説（GR 説）とを詳述して，まとめとしている。

以上は各章の紹介であるが，本書に含まれる内容は豊富で，多方面に亘つている。著者が30年以

上この道ひとすじに研究してきた，いわば汗の結晶とも云うべきものを本書に充分おりこんでいるので，古植物学者としての著者の面目は記述の随所によく発揮されている。

本書の内容の特色を評者なりにまとめてみると，1) 古生代後期の植物の変遷から，植物はどのように変わるかを環境との関連から知り，それを生長遅滞の原則（GR の原則）としたこと，2) GR の原則は，古生代，中生代，新生代の植物にもあてはまること，3) GR の原則が，すべての地質時代の植物の変遷にあてはまることは，環境が地質時代を通じて悪化したことを意味すること，4) この環境の悪化は，年較差の増大する古気候の変遷と仮定されること，5) 年較差の漸増する古気候の変遷を仮定すると，生物の進化がつごうよく説明できそうであること，6) 植物の起源を三元（小葉系，大葉系，有節系）と考え，この三系列の植物は，平行的にシダ植物，裸子植物，被子植物へと進化したと考えられること，などがあげられる。

内容は，極めてユニークなものであるが，さらに本書の価値を高めているものは，164に及ぶ図，4頁に亘るカラー写真，多数の表である。写真も図もよく吟味され，ことに写真版が多いので，古生代の植物を知りたい研究者にとつて大変有益であり，丁寧な図は理解を一層深めて有難い。巻末にあげられた文献も多く，本書は単的に云つてデータが豊かである。

本書の通書後，評者の脳裡に残つたことの一つは，本書のあとがきにも記されてあるように，中国山西省太原の炭田地域の古生界産の化石植物に著者が着実な観察を行つてこられたことが，著者にとつて非常に幸いしたことであつたろうと思われることであり，評者も機会があれば，地殻変動の影響の少ないらしい太原の炭田地域を一度訪ねてみたいとさえ思われたことである。古植物を主とする進化に関するこのたぐいの著述はこれまで極めて乏しいことにかんがみ，本書をとおして，植物進化に関し示唆されること大である。

（前田四郎）

長尾　巧：九州古第三紀層の層序（集成
長崎県地学会，p. 261，Fig. 49，Tab
録 p. 6．

北・西部九州諸炭田に発達する古第三
日本の古第三系の模式のひとつであつて，
の地史を研究するうえに欠かすことができ
層である。北・西部九州諸炭田は炭田開発
性から明治中頃より炭田地域別に調査研究
きたが，これら諸炭田を総括して古第三系
学的・古生物学的に体系化したのが長尾
(1891—1943) である。博士はみずから全炭
まなく踏査して地層対比を行ない，それま
が行なつた詳細ではあるが断片的な研究を
て，全体的な視野のもとに，北・西部九州
分散する第三紀層を統一し，これに層序的
的位置づけを行なつた。この偉大な研究は
東北帝国大学地質学科在学中からフラン
(1927) までの約10年間，すなわち博士の研
の初期になされたものであつて，研究成果
15年3月（1926）より昭和3年6月（192
東京地学協会の地学雑誌（第38—40年，
472号）に23回にわたつて掲載された。
立した古第三系の層序体系は，基本的に
ることなく，九州のみならず日本の古第三
準として通用している。

本書は，長崎県地学会の創立15周年記念
ひとつとして刊行された集成復刻版である
本論文が地学雑誌のあちこちに分載されて
めに，研究者は論文の参照に不便を感じた
あるが，集成版の出現によつてきわめて便
つたのは有難い。

本書の内容は個々の地層の記載と岩相
況，貝化石帯の設定，古地理学的考察から
構成は南の炭田から北の炭田へ順に配列し
田について地層の記載を行なつたのち，い
の炭田をまとめて総括するといつた形式が
ている。さらに最終章において，全炭田の
行ない，古地理的，地史的考察を行なう。
ち，本書は7章から構成され，第1章　天
及宇士半島，第2章　三池炭田，第3章
田，第4章　崎戸及松島炭田，第5章　唐
及佐世保炭田，第6章　福岡県内諸炭田，

第7章　総括となつている。このような炭田の南から北への記述順序は，当時の海進が南から北へ行なわれ，順次北方へより新しい地層が形成されていつた事実と無縁ではない。各章は層群または累層単位で節にまとめられ，地層と産出化石，炭層の記載がなされているが，その記載は簡潔にして的確であり，地層・岩相の特徴をあますところなく表現しているので，最近のややもすれば冗慢になりがちな地層記載になれた眼には，かえつて新鮮にうつる。また考察における論旨はきわめて実証的でありかつ論理的であつて，無駄がない。ただ，地層の境界の厳密な定義がなされてないのは，当時の層序学的厳密度から察して，やむを得なかつたものと思われる。

各章の記載と考察は，つねに他の炭田との比較においてすすめられており，きわて論理的でありかつ博士の思考の変遷がしのばれる箇処もあつて興味深い。しかし，なによりも圧巻なのは第7章の総括であつて，ここには，北，西部九州およびその周辺地域の第三紀地史に関する博士の考えが集約されている。同章第1節には全炭田の層序対比表があるが，これこそ本書の眼目であつて，地史を編み，古地理を復原する基礎となつたばかりでなく，炭田開発の指針ともなつた表である。実は，本書にはもうひとつの層序対比表がある。それは本書の巻頭，緒言にある。この対比表は総括の対比表に比較してきわめて整然としており，下部は陸成層，中部は夾炭層，上部は海成層といつたように，今からみると時代が異なつた同層相を同一層準に並列するという誤謬をおかしている。おそらく，この対比表こそが，博士が研究にたずさわつた当初の常識であつたのではなかろうか。両対比表を比較するとき，両者間の歴然たる質的な差に，博士のなみなみならぬ努力のあとと，対比の基準の発見を読みとることができよう。それまで，地層対比は恐らく炭層と岩相の類似によつてのみ行なわれてきたにちがいないが，博士の産出貝化石の詳細な検討にもとづく10化石帯の設定と対比への導入によつてはじめて総括に示される対比が可能となつたのである。この対比はその後，松下久道博士（1949）によつて若干修正されたとはいえ，大要において変更されていない。

つづいて第2節は対比の基準となつた10化石帯について，その分布，産状を記述し，各帯の時代考証を行なつている。この節は博士の東北帝国大学紀要の第9巻3号（1928）と第12巻1号(1928)の Palaeogene Fossils of the Island of Kiyushu, Japan の要約ともいうべき部分である。第3節には，このようにして確立した層序と化石帯にもとづいて北西部九州の古地理を考察し，古第三紀層は南から北への3回にわたる海進と海退によつて形成されたこと，当時の陸域は九州の北方に存在したこと，当時の北西部九州は1つの大きな堆積盆地であり，現在みる古第三紀層の分散は，堆積後の断層地塊運動と削剝作用に由来することを指適する。この結論は，以降の北西部九州の研究者に大きな影響を与えてきた。第4節では，第三紀層堆積後の地史が比較構造論的立場から展開されるが，これはむしろ第3節の裏付けといつた感じがしないでもない。両節に記述された古地理および地史に関しては，その後今日に至るまでのおびただしいデータの追加と，堆積学的・岩石学的，古生物学的，海洋地質学的な研究の結果からみて，博士の結論がすべて当を得ていたとはいいがたい。しかし，約50年前にすでにこのような卓抜した考察が行なわれたことに対して，ただ驚異を感ずるのみである。

とまれ本書は北部九州のみならず日本の古第三系の研究者にとつて，一度は必ずひもとくべき論文であるとともに，古色蒼然たる大きな活字を通じてじかに先人の偉大な精神と業績に接し，層序学の方法論を学びとる意味でも，若い研究者に是非一読をすすめたい論文である。

最後に，このような名著を集成復刻されて新らしく世にだされた長崎県地学会の刊行関係各位の御尽力に対して，われわれは感謝すべきであろう。　　　　　　（井上英二）

協会記事

須田晄次会員の御逝去を悼みて

昭和51年2月19日午後8時，須田晥次会員が御逝去になつた。行年83歳。

先生は明治25年5月1日群馬県勢多郡赤城村で誕生。大正6年3月東京高等工業学校工業教員養成所電気科を卒業，直ちに通信省電気局技術課に就職されたが，翌7年9月には退職され，東北帝国大学理学部物理学科に入学，ここで先生の将来を決定付けた岡田武松先生の講義を受けられた。

大正10年3月卒業と同時に神戸海洋気象台長であつた岡田武松先生の勧誘を受けて神戸に赴任し，海洋学者としての第一歩を春風丸による大阪湾の海洋観測で踏み出された。昭和7年福岡に赴任されるまでの間は研究室にこもることなく，常に海洋観測の第一線で活躍されたが，大正15年3月から約1ヶ年8ヶ月間英国・ノルウエー・米国に学ばれ，これらの国々では海洋学が国民の中に根付いていることを体験され，日本の実情と比較して「なにが日本は海国なもんか」と慨嘆されている。この神戸時代には多くの観測報告を「海洋時報」「海と空」に発表されているが，「科学」「地理」「天気と気候」等にも多くの啓蒙的な論文，随筆を掲載されている。また日高孝次氏との出合いもこの神戸時代の外遊帰国後であり，先生の新しい知見は日高氏に大きな影響を与えている。

昭和7年12月福岡に赴任されると，海洋観測の機会はなくなつたが，それまでの体験をもとに著述に従事され，昭和8年11月名著「海洋科学」を古今書院から刊行された。この著書は岡田武松先生から「実地家の役に立つ様な海洋学書を書いては」とすすめられ，「中等教育の数学，物理の素養ある方には誰にでも理解し得るやう平明を旨とした」ものであつて実際に海洋観測に従事するもの，あるいは海洋学を志すもののよき伴侶として多くの者に利用された。また昭和13年9月から翌14年4月にかけて北支を歩かれたときの雑感を雑誌「地理」に連載され，9月にはこれを集めて古今書院から「洋車」を出版されたが，地理学的にも興味ある印象記である。



昭和21年3月福岡管区気象台長を最後に退官されたが，同年10月には第27代の水路部長に迎えられた。水路部は明治4年創業以来敗戦までは海軍に所属していたが，航海者の先達としての使命を果たし，民間の要望にもこたえて，さらに海洋学，地球物理学，天文学などの学問の分野にも大きく貢献しており，その平和的な使命を引続き行うために海軍解体と共に運輸省に移管され，海軍軍人に代つてこれを指導して行く人を探していたところであつた。須田部長は水路部の技術が「創業当時の方法を頑守して，たいして生成発展を遂げ得ない」のは「水路業務に研究調査がともなわなかつた」ためであると断じ，殊に昭和25年3月から6ヶ月に亘つて米国に出張し，戦後の水路測量や海洋観測が音波や Electronics を応用して飛躍的な進歩をとげている実情を見て，ますます研究調査の必要を感じ，人材を集めて海洋研究室をつくり，米国水路部への留学の道をひらき，多くの国際観測に参加させるなどして進歩した科学技術の導入を行ない，水路業務の技術面における進歩発展に貢献された。

昭和34年3月14年間の部長を辞され，民間で水路測量会社をおこされ，わが国におけるその道の先駆者となり，昭和37年東海大学に海洋学部が創設されるや初代学部長として招聘され，4年間学部発展のために尽力され，その後も教授として多

くの学生から慈父のごとく慕れておられた。

また先生は昭和28年から昭和40年まで12年間本協会の評議員として，わが協会の発展に尽力されたのであるが，ここに幽明境を異にすることとなり，まことに残念という外はなく，心から先生の御冥福をお祈りする次第である。（川上喜代四）

協会記事

将来検討委員会(第1回・昭和51年5月1日)

1. 出席者：坪井会長，岩生，尾崎，片山，斉藤，末野，西川，保柳，森本，矢沢委員
2. 会長挨拶のあと委員長を互選の結果末野悌六委員が委員長に選出された。
3. **議事**：

差当り当協会の財政問題が議論の対象となり，会館改築等について神山，斉藤委員で下調べをすることになつた。なお委員会の名称を「将来検討委員会」とすることを申し合せた。

講演会(昭和51年5月22日)

石油健保会館において「国土情報の整備について」講師高崎正義君の講演があつた。参加者51名

通常総会(昭和50年度第97回，昭和51年5月22日)

於，石油健保会館

出席者：坪井会長ほか 236名（委任状によるもの203名)

議 事：

1. 昭和50年度事業報告および会計収支決算について質疑応答の上これを承認した。
2. 昭和51年度事業計画として地学雑誌の発行，地学講演会開催，地学振興などの行事をほぼ前年度の規模で実施することとし会計収支予算案通り承認した。
3. 正会員費を2,500円に改変することを可決した。

将来検討委員会(第2回，昭和51年5月26日)

出席者：末野委員長，岩生，片山，神山，川上，斉藤，保柳，森本の各委員

議事：

1. 貸室料値上げの件と会館改築基礎調査結果の報告があつた。

編集委員会(昭和51年5月28日)

出席者：矢沢委員長，安斎，井上，川上，神戸，佐藤(久)，式，諏訪，前島の各委員

議 事：

1. 地学雑誌第85巻第4号以降の編集について審議した。

昭和50年度（第97回）収支計算書

昭和50年4月1日から昭和51年3月31日まで

昭和51年5月22日通常総会

貸借対照表

昭和51年3月31日現在

借方 摘要	借方 金額	貸方 摘要	貸方 金額
固定資産	円	基金	円
土地建物	9,001,265	基金	3,500,000
機械設備什器備品	2,624,497	運用資金	
図書	706,113	会館敷金	6,640,000
有価証券	200,000	預り金	2,487,755
流動資産		退職給与積立金	2,005,350
預金及現金	10,292,102	未払金	50,000
現金 16,205円		積立金	
預金 10,275,897円		敷金返還準備金	6,273,623
受託頒布図書在高	239,502	事業復興資金	265,209

		別途積立金	1,600,000
		剰余金	241,542
		本年度不足金 460,348円	
		前年度剰余金 701,890円	
合計	23,063,479	合計	23,063,479

財産目録　昭和51年3月31日現在

科目	前年度末残高	50年度末残高	△ 比較増減額
資産の部	円	円	円
固定資産			
土地建物	9,001,265	9,001,265	
什器備品	2,624,497	2,624,497	
図書	706,113	706,113	
有価証券	200,000	200,000	
固定資産計	12,531,875	12,531,875	
流動資産			
現金	23,380	16,205	△ 7,175
預金	9,842,623	10,275,897	433,274
普通預金	3,208,666	3,007,124	△ 201,542
第一勧業銀行	2,966,681	2,859,129	△ 107,552
三菱銀行	241,985	147,995	△ 93,990
定期預金	1,218,953	1,337,795	118,842
第一勧業銀行	1,218,953	1,337,795	118,842
貸付信託	5,040,000	5,640,000	600,000
住友信託	2,600,000	2,900,000	300,000
安田信託	2,440,000	2,740,000	300,000
金銭信託	249,173	277,994	28,821
住友信託	132,323	139,009	6,686
安田信託	116,850	138,985	22,135
振替預金	125,831	12,984	△ 112,847
受託頒布図書在高	116,450	239,502	113,052
流動資産計	9,982,453	10,531,604	549,151
資産合計	22,514,328	23,063,479	549,151
負債の部	円	円	円
会館敷金	6,640,000	6,640,000	
退職給与積立金	2,005,350	2,005,350	
預り金	871,165	2,487,755	1,616,590
未払金	657,091	50,000	△ 607,091
負債合計	10,173,606	11,183,105	1,009,499
差引正味資産	12,340,722	11,880,374	△ 460,348

昭和50年度(第97回)収支計算書

昭和50年4月1日から昭和51年3月31日まで

科目	予算額	決算額	備考
収入の部	円	円	
(1) 会費収入	780,000	884,000	
正会員	729,000	826,000	
賛助会員	51,000	58,000	
(2) 基本財産収入	9,974,000	10,035,589	
基本財産利子	455,000	513,671	
会館収入	9,519,000	9,521,918	
常時貸室料	8,555,000	8,550,528	
臨時貸室料	750,000	751,790	
管理共通費収入	19,000	219,600	
(3) 運用財産収入	120,000	169,073	
利子収入	120,000	169,073	
(4) 印刷物収入	6,822,000	7,140,749	
地学雑誌収入	1,050,000	1,124,190	
受託頒布図書収入	5,772,000	6,016,559	
(5) 雑収入	28,000	150,000	
広告料収入	18,000	0	
雑入	10,000	150,000	
収入合計		18,379,411	
当期不越金		460,348	
合計		18,839,759	
前年度繰越剰余金	701,890	241,542	
合計	18,425,890	19,081,301	

科目	予算額	決算額	備考
支出の部	円	円	
(1) 事務費	9,114,000	9,725,438	
人件費	5,924,000	6,339,459	
俸給給料	3,609,000	3,851,376	
諸手当	1,885,000	2,073,399	
謝金	40,000	50,000	
福利厚生費	390,000	364,684	
事務所費	3,190,000	3,385,979	
消耗品費	200,000	173,348	
印刷費	150,000	300,440	
火災保険料	30,000	27,940	
修繕費	150,000	130,100	
役務費	280,000	296,600	
旅費交通費	50,000	43,910	
通信運搬費	260,000	327,357	
水道光熱費	270,000	299,354	
租税公課	1,310,000	1,367,030	
会議費	240,000	221,340	
備品費	100,000	0	
雑費	150,000	198,560	
(2) 事業費	9,225,000	9,114,321	
地学雑誌出版費	4,515,000	4,840,200	
編集費	805,000	733,345	
印刷製本費	3,355,000	3,805,180	
発送費	355,000	301,675	
受託頒布図書事業費	4,060,000	3,877,471	
図書室費	200,000	50,070	
図書整備費	100,000	18,550	
図書購入費	100,000	31,520	
地学振興費	100,000	0	
伊能忠敬記念出版費	0	17,785	
講演会費	100,000	31,510	
調査研究費	100,000	29,720	
地学功労者表彰費	50,000	214,265	
地学クラブ費	100,000	53,300	
(3) 予備費	86,890	0	
合計	18,425,890	18,839,759	
差引剰余金		241,542	

昭和50年度(第97回)収支計算書

昭和50年4月1日から昭和51年3月31日まで

科目	予算額	決算額	備考
収入の部	円	円	
(1) 会費収入	780,000	884,000	
正会員	729,000	826,000	
賛助会員	51,000	58,000	
(2) 基本財産収入	9,974,000	10,035,589	
基本財産利子	455,000	513,671	
会館収入	9,519,000	9,521,918	
常時貸室料	8,555,000	8,550,528	
臨時貸室料	750,000	751,790	
管理共通費収入	19,000	219,600	
(3) 運用財産収入	120,000	169,073	
利子収入	120,000	169,073	
(4) 印刷物収入	6,822,000	7,140,749	
地学雑誌収入	1,050,000	1,124,190	
受託頒布図書収入	5,772,000	6,016,559	
(5) 雑収入	28,000	150,000	
広告料収入	18,000	0	
雑入	10,000	150,000	
収入合計		18,379,411	
当期不越金		460,348	
合計		18,839,759	
前年度繰越剰余金	701,890	241,542	
合計	18,425,890	19,081,301	

科　　　目	予 算 額	決 算 額	備　　考
支出の部	円	円	
(1) 事　務　費	9,114,000	9,725,438	
人　件　費	5,924,000	6,339,459	
俸給給料	3,609,000	3,851,376	
諸　手　当	1,885,000	2,073,399	
謝　　金	40,000	50,000	
福利厚生費	390,000	364,684	
事務所費	3,190,000	3,385,979	
消耗品費	200,000	173,348	
印　刷　費	150,000	300,440	
火災保険料	30,000	27,940	
修　繕　費	150,000	130,100	
役　務　費	280,000	296,600	
旅費交通費	50,000	43,910	
通信運搬費	260,000	327,357	
水道光熱費	270,000	299,354	
租　税　公　課	1,310,000	1,367,030	
会　議　費	240,000	221,340	
備　品　費	100,000	0	
雑　　費	150,000	198,560	
(2) 事　業　費	9,225,000	9,114,321	
地学雑誌出版費	4,515,000	4,840,200	
編　集　費	805,000	733,345	
印刷製本費	3,355,000	3,805,180	
発　送　費	355,000	301,675	
受託頒布図書事業費	4,060,000	3,877,471	
図　書　室　費	200,000	50,070	
図書整備費	100,000	18,550	
図書購入費	100,000	31,520	
地学振興費	100,000	0	
伊能忠敬記念出版費	0	17,785	
講　演　会　費	100,000	31,510	
調査研究費	100,000	29,720	
地学功労者表彰費	50,000	214,265	
地学クラブ費	100,000	53,300	
(3) 予　備　費	86,890	0	
合　　計	18,425,890	18,839,759	
差引剰余金		241,542	

剰余金処分

本年度収入高	18,379,411円
同　支出高	18,839,759円
差引不足金	△ 460,348円
前年度繰越剰余金	701,890円
当期未処分剰余金	241,542円

剰余金処分

昭和50年度収支差引未処分

剰余金　241,542円

これを次の通り処分する。

翌年度(昭和51年度)へ繰越 241,542円

昭和51年度（第98回）収支計算書

社団法人　東京地学協会

科　　目	前年度予算額	予　算　額	比較増減額(△)
収入の部	円	円	円
(1) 会費収入	780,000	1,350,000	570,000
正会員	729,000	1,250,000	521,000
賛助会員	51,000	100,000	49,000
(2) 基本財産収入	9,974,000	11,775,000	1,801,000
基本財産利子	455,000	500,000	45,000
会館収入	9,519,000	11,275,000	1,756,000
常時貸室料	8,550,000	10,260,000	1,710,000
臨時貸室料	750,000	795,000	45,000
管理共通費収入	219,000	220,000	1,000
(3) 運用財産収入	120,000	270,000	150,000
利子収入	120,000	270,000	150,000
(4) 印刷物収入	6,822,000	7,622,000	800,000
地学雑誌収入	1,050,000	1,600,000	550,000
受託頒布図書収入	5,772,000	6,022,000	250,000
(5) 雑収入	28,000	30,000	2,000
広告料収入	18,000	20,000	2,000
雑入	10,000	10,000	
収入合計	17,724,000	21,047,000	3,326,000
(6) 前年度余剰金繰入	701,890	241,542	△ 460,348
合　計	18,425,890	21,288,542	2,862,652

科　　目	前年度予算額	予　算　額	比較増減額（△）
支出の部	円	円	円
(1) 事務費	9,114,000	11,524,000	2,410,000
人件費	5,924,000	6,864,000	940,000
俸給給料	3,609,000	3,927,000	318,000
諸手当	1,885,000	2,026,000	141,000
謝金	40,000	50,000	10,000
福利厚生費	390,000	425,000	35,000
退職金	0	436,000	436,000
事務所費	3,190,000	4,665,000	1,475,000
消耗品費	200,000	200,000	
印刷費	150,000	200,000	50,000
火災保険料	30,000	30,000	
修繕費	150,000	250,000	100,000
建物償却費	0	800,000	800,000
役務費	280,000	300,000	20,000
旅費交通費	50,000	60,000	10,000
通信運搬費	260,000	400,000	140,000
水道光熱費	270,000	270,000	
租税公課	1,310,000	1,600,000	290,000
会議費	240,000	250,000	10,000
備品費	100,000	100,000	
雑費	150,000	200,000	50,000
(2) 事業費	9,225,000	9,651,000	426,000
地学雑誌出版費	4,515,000	4,801,000	286,000
編集費	805,000	729,000	△ 76,000
印刷製本費	3,355,000	3,770,000	415,000
発送費	355,000	302,000	△ 53,000
受託頒布図書事業費	4,060,000	4,100,000	40,000
図書室費	200,000	200,000	
図書整備費	100,000	100,000	
図書購入費	100,000	100,000	
地学振興費	100,000	100,000	
講演会費	100,000	100,000	
調査研究費	100,000	100,000	
地学功労者表彰費	50,000	150,000	100,000
地学クラブ費	100,000	100,000	
(3) 予備費	86,890	113,542	26,652
合　計	18,425,890	21,288,542	2,862,652

地 学 雑 誌 第813号　昭和51年 6 月 20 日印刷
昭和51年 6 月 25 日発行

編集兼発行者　矢 沢 大 二

印 刷 所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎 3-12-15

発 行 所　社団法人 東 京 地 学 協 会
東京都千代田区二番町12の2
郵 便 番 号 1 0 2
電 話 東 京 (261)0809番
振 替 口 座 東 京 66278番

Vol. 85, No. 2

新藤静夫：南関東地域の地下水利用と地盤沈下

正　誤　表

ページ	行	誤	正
15	脚注	Faculty of Enginering····	Faculty of Engineering····
16	6	····　地下水面に形状の······	····地下水面の形状の
20	3	····調査会最終報告	····調査会の最終報告
20	下より 1	····方眼に整理した。	····方眼毎に整理した。
21	下より 4	ticit····	licit
23	1	以上の結果が	以上の結果から····
29	下より 8	····上積みされ。	····上積みされ、
32	1	····揚水に対する。	····揚水に対する··
34	1	····測定開始時を力点に····	····測定開始時を原点に····
36	11	····一つの装置がいろいろ	····一つの装置でいろいろ
36	10	(抵抗コンデンサー)	(抵抗、コンデンサー)
36	下より 10	····次のスケールとファクター	····次のスケール　ファクター
37	下より 4	····年間水位低下量 10 cm、····	····年間水位低下量 10 cm
38	下より 8	····大きさで及ぶが····	····大きさで及ぶか
43	4	「しかし実際には····時間的配分である。」	全 文 削 除
43	3	····によるものなど····	····によるものなどが····

東京地学協会取扱い出版物

地質調査所報告

号	各 〒 500円	定価 円
156	地震探鉱反射法の研究	300
160	兵庫県西播地域工業水源地域調査報告	470
161	山形市付近の天然ガス地化学調査報告	500
162	秋田県小坂鉱山の母岩の変質	450
164	火薬爆発によつて生ずる継振動および反射波の実験的研究	450
165	北海道のチタン資源	550
168	宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書	450
176	北海道のクロウム鉱床	400
182	地震探鉱における群設置法と多孔爆発法の研究	370
184	弾性波パルスの伝播に関する研究	400
185	上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地	460
186	八幡油田鹹水の地球化学	620
188	地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について	400
189	青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について	350
190	日本におけるウランの産状 I	1,300
191	琵琶湖東方地域古生系の紡錘虫の研究	1,000
193	北海道釧路地域の炭田ガスについて	470
194	天草下島教良木層産始新世有孔虫類	470
197	北海道中軸帯白亜系の堆積について	800
199	硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究	420
200	本邦クロム鉱床の成因的研究	580
220	北海道の鉄資源	550
221	北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床	470
226	イラン国北西部のアングラン鉱山	430
235	北西九州古第三紀砂岩中のジルコン―ざくろ石―電気石比がもつ地質学的意義	500
248	西南日本内帯の"夜久野複合岩体"中の変はんれい岩とその関連岩類	700
254	爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究	950
255	異なつた三つの環境下における現世海底堆積物中の重鉱物組成	900
256	北部九州の地質構造 長崎三角地域にまつわる問題	950
特別号 (C)	ゲルマニウム資源について	330
特別号 (5)	爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造	1,050
	日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950)	200 〒350

第11回太平洋学術会議組織委員会編集
Japan Guide Book for the Congress Tours
頒布価格1部 700円 〒 350

地質調査所月報 毎月発行，1カ年 (昭，51年) 15,510円

地学雑誌 隔月発行，1カ年 8,100円

備考 ご注文はすべて前金，正会員は定価の1割引。

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 85, No. 4 (814), 1976

目　　次

論説・報告

陶山淳治：世界における地熱開発の趨勢……(1)

角　清愛：日本の地熱資源……(10)

馬場健三：日本における地熱探査……(27)

堀越　叡：DIETZ 説による地向斜，ならびに討論……(38)

書評と紹介

保柳睦美編著：伊能忠敬の科学的業績（織田武雄）……(54)

水路部海洋資料センター編集：海洋環境図，外洋編　北西太平洋（川[illegible]代四）……(56)

協会記事：……(58)

口　絵：ビクトリアの滝（島　宏）

CONTENTS

On the Situation of the Development of the Geothermal Resources ……Junji SUYAMA (1)

Geothermal Resources of Japan……Kiyoshi SUMI (10)

Geothermal Exploration in Japan……Kenzo BABA (27)

New Concept of Geosyncline Proposed by DIETZ and the Related Discussions……Ei HORIKOSHI (38)

Book Reviews and Society's News

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

東京地学協会取扱い出版物

1/20万 地質図　各 〒 300円

石巻	440	深浦	620
大分	440	松山	620
男鹿島	440	宮津	620
唐津	440	稚内	620
高知	440	岩内	870
野辺地	440	天塩	870
羽幌	440	広尾	870
輪島	440	尻屋崎	870
青森	620	鳥取	1,140
網走	620	北見	1,140
伊良湖岬	620	剣山	1,140
酒田	620	斜里	1,140
新庄	620	留萠	1,140
標津	620	帯広	1,310
苫小牧	620	知床岬	1,310
根室	1,140	釧路	1,310

各 〒 400円

1/200万	日本地質図	1,560
1/200万	日本温泉分布図	1,280
1/200万	日本変成相図	700
1/200万	日本の火山	1,490
1/200万	日本炭田図	890
1/200万	日本鉱床生成図 (14)	720
1/200万	日本鉱床生成図 (15)	940
1/ 20万	中部地方領家帯	2,100
1/ 50万	後期新生代地質構造図東京	1,280
1/ 50万	地質構造図秋田	1,090
1/2万5千	佐世保北部	1,090
1/2万5千	生駒山地西麓部	830
1/2万5千	鬼首	830
1/ 10万	石狩沖積低地	1,240
1/ 50万	第四紀地殻変動図近畿	1,580
1/ 20万	海洋地質図 I 颱島周辺海域海底地質図	1,850
	日本温泉-鉱泉一覧	930
1/ 20万	海洋地質図 II, 対馬五島海域表層地質図	1,350
1/ 200万	地質編集図 No. 16-1 絶対年代図	650
1/ 10万	東京湾周辺地域の地質	2,500
1/ 500万	An Outline of the Geology of Japan	1,030
1/ 5万	阿寺断層周辺地域の地質構造図	2,520

北海道金属・非金属鉱床総覧 I	610
北海道金属・非金属鉱床総覧 II	590
北海道金属・非金属鉱床総覧 III	560
北海道金属・非金属鉱床総覧 IV	1,490

1/7万5千 地質図　説明書付き　各 〒 40

鬼首	620	徳島	
高松	620	勿来	

各 〒 450円

日本油田ガス田図(I)	青山奥	
日本油田ガス田図(II)	横浜	
日本油田ガス田図(III)	横須賀	
日本油田ガス田図(VII)	魚沼	3
日本油田ガス田図(VIII)	本宿	〒 1
日本油田ガス田図(IX)	七谷	
日本油田ガス田図(X)	茂原	2
日本油田ガス田図(XI)	佐渡	1

日本水理地質図(IV)	山梨県釜無川および笛吹川流域	
日本水理地質図(V)	香東川・土器川・財田川流域	
日本水理地質図(VI)	愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域	
日本水理地質図(VII)	千葉西部	
日本水理地質図(VIII)	奈良県大和川流域	
日本水理地質図(X)	関東平野北西部	
日本水理地質図(XI)	長野県松本盆地	
日本水理地質図(XII)	兵庫県南西部	
日本水理地質図(XIII)	佐賀・福岡県筑後川中流域	
日本水理地質図(XV)	都城盆地	
日本水理地質図(XVI)	仙台湾臨海地域	
日本水理地質図(XVII)	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	
日本水理地質図(XVIII)	福岡・大分山国川および駅館川流域	
日本水理地質図(XIX)	熊本県白川および黒川流域	
日本水理地質図(XX)	鳥取県日野川流域	
日本水理地質図(XXI)	福岡県矢部川中流域	
日本水理地質図(XXII)	山梨・長野県釜無川上流域	1,
日本水理地質図(XXIII)	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,
日本水理地質図(XXIV)	長野県千曲川中流域	1,
日本水理地質図(XXV)	島原半島	1,

空中磁気図(I)	酒田-村上-弥彦-糸魚川海域	1, 〒
空中磁気図(II)	稚内-利尻-遠別-留萠-札幌海域	1, 〒
空中磁気図(VIII. IX. X)	厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域	1, 〒
空中磁気図(XI. XII)	輪島-福井-陸奥-尻屋崎-八戸-宮古-気仙沼-花巻海域	1, 〒

地質図幅目録図(昭, 51年版)	〒

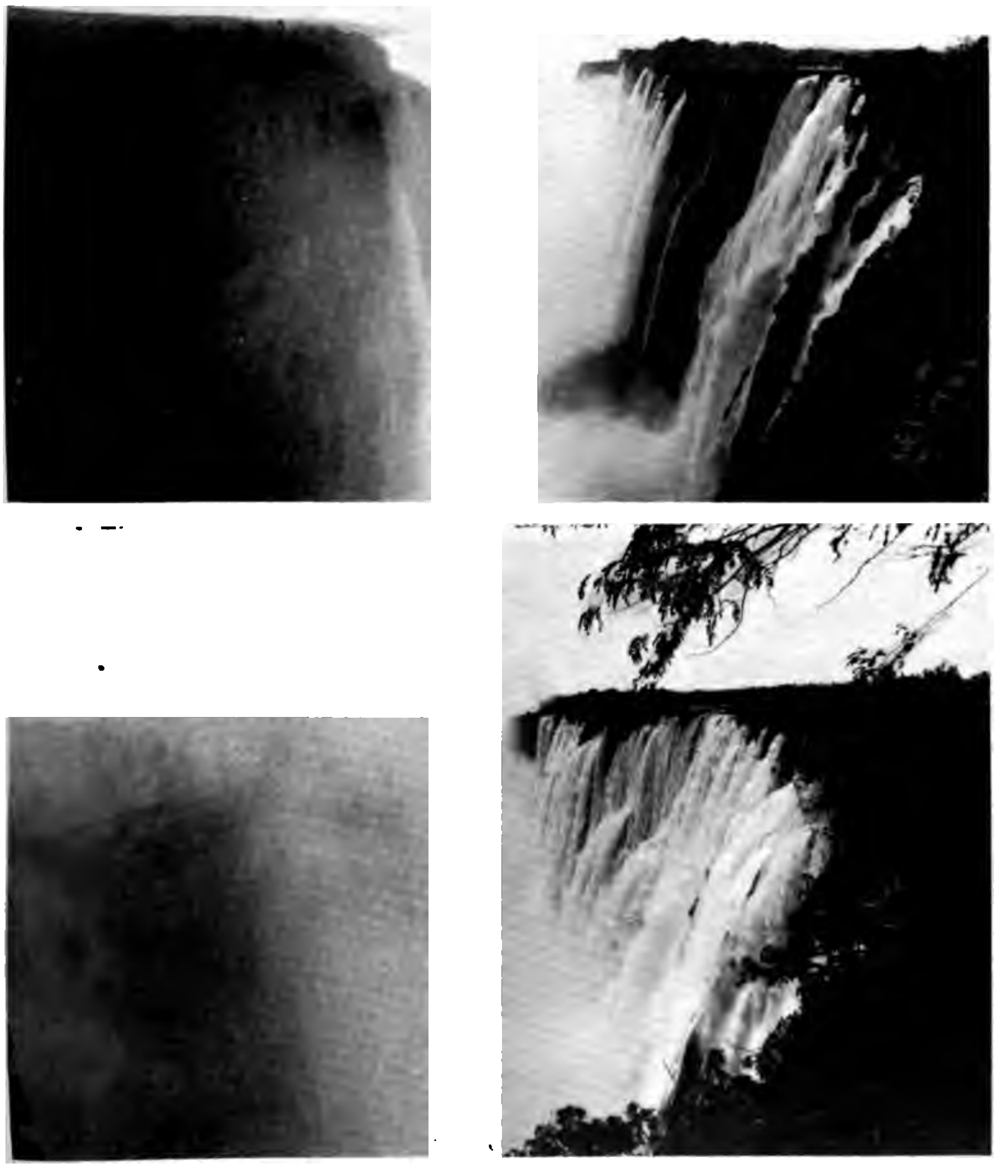
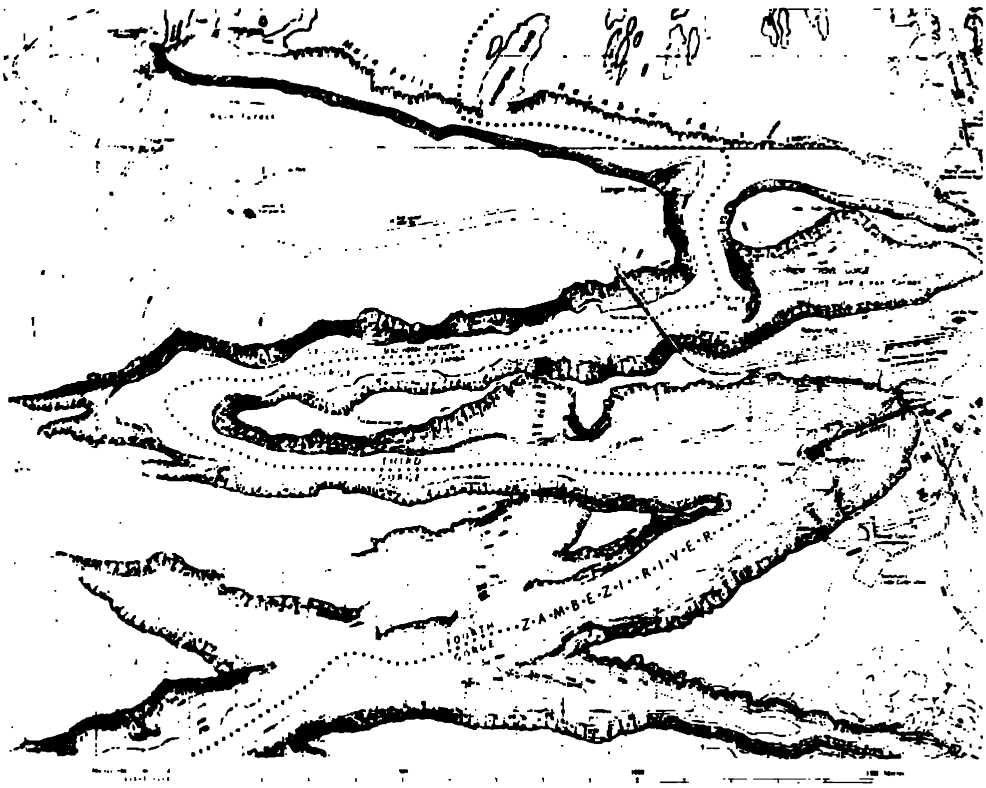


写真　上 乾季．下 雨季のビクトリアの滝



ビクトリアの滝

ビクトリアの滝は、ザンベジ河の中流、ザンビアとローデシアの国境にある。幅約1,700m に及ぶ滝を一か所から全望することができない上に、現在両国の国境が閉鎖されているため、入国の容易なザンビア側から見られるのは東側の約半分である。

滝はザンベジ河の回春による侵蝕が、リビングストーン附近に分布するカルー系 (Karoo System) 最上部の硬いストームベルク (Stormberg) 熔岩に及んだ所にあり、ザンベジ河は滝の下部は峡谷に、滝の上部は遊覧船が航行できるような、第3紀末の準平原面上の広い谷となっている。ビクトリアの滝及び附近の地形は地形学的にも種々のことを教えている。ザンベジ河自体が大局的に先行性河流であるとしても、滝の下部に続く電光形の曲流は主要節理に沿う選択侵蝕の所産であって、準平原面上の曲流に起因するものではない。滝は全体として、最上流部の峡谷(第1ゴルジュ)の谷壁を流下しているように見え、ここは同時に上流側の広い谷の谷底である。滝の高さについては、高さは部分により異なるが、全体的には東側が高く約100m、西に向って低くなり、[illegible]約80mである。最西端のデビルス・カタラクト (Devils Cataract) は中でも低く約60mで、[illegible] 今後の地形発達[illegible]後退が滝の他の[illegible]、谷壁か[illegible]して滝は、新峡[illegible]となる。滝[illegible]

[illegible]m³ である。

[illegible] (島 [illegible])

地学雑誌 85, 4 (1976)

世界における地熱開発の趨勢

陶 山 淳 治*

On the Situation of the Development of the Geothermal Resources

Junji SUYAMA

Abstract

Geothermal energy has becoming rapidly perceived as a viable alternative energy source available with the current technology as well as solar energy. For a long time, geothermal energy has been utilized in various forms. High temperature steam and hot water have been mostly used for an electric power generation. World-wide today, total power of geothermally fired electric generating plant amounts to approximately 1,100 MW. On the other hand, intermediate and low temperature geothermal fluids also have been consumed for space-heating and industrial processes in certain locations of the world.

However, the full potential of electric and non-electric application of geothermal resources has not yet been realized, and only a small part of geothermal energy stored within the earth's crust has been tapped. Remaining enormous amounts of natural heat will be made available with the further exploration and technological research and development.

Under present technology, use of geothermal energy for electric power generation is limited to the hydrothermal convection system having the temperature above 180°C. Among this, energy of natural steam has best quality, but the existence of this type of energy may be expected within only a part of whole high temperature convection system. Other hydrothermal convection systems are much more abundant geothermal resources.

Research and development of technology for the efficient utilization of hydrothermal system having temperature below 180°C as well as hot water system above 180°C, are needed. Especially, development of technology of electric power generation from intermediate temperature 90°C-180°C, geothermal fluid and multiple use of this type of geothermal resource must be enforced.

Geothermal deposites in sedimentary basin are also potentially valuable geothermal resources which contain enormous amounts heat. In a high heat-flow area, deep-seated layered strata produce hot-water having intermediate temperature above 90°C, but, in a normal heat-flow area, water-bearing strata at depths of more than 2 km show temperature above 60°C, which is hot enough for space-heating and other non-electric use. In

* 地質調査所地殻熱部 Geothermal Research Department, Geological Survey of Japan

former case, reservoirs in subsiding sedimentary basin sometimes show abnormally high fluid pressure, and said to be geopressured.

Hot dry rock deposit without associated hydrothermal system is expected as other potential geothermal deposit and may become an attractive geothermal resource if technology extracting the stored heat is developped. Research and development of exploitation technology for this type of deposit are now world widely under way.

緒言

エネルギー需要は世界的に年とともに増加の一途をたどつており，今後とも，こうした傾向が変わることはない。このようなエネルギー需要の増大に対処するためには，水力，火力および原子力以外の新しいエネルギー源の開発利用が必要とされている。ところで，地熱エネルギーは太陽エネルギーとともに天然に存在する未開発の貴重なエネルギー源といえる。これらはいづれも，古くから人類が何らかの形で利用して来たエネルギー源であり，かつ，現在の技術によつて，さらに一段と，積極的な利用を計りうるものである。事実，高温地熱流体（天然蒸気および天然高温熱水）は，すでに，発電用のエネルギー源として利用され，現在，全世界で1,100MW 容量の発電設備がか働している。一方，中低温地熱流体は，アイスランドをはじめとする各国で，地域暖房用熱源として積極的な利用が進んでいる。ところで，地球内部には莫大な量の熱が包蔵されており，現在利用されているものはそのごく一部にすぎず，また，利用されている地熱資源の種類も限られ，利用方法も限られている。今後，地熱エネルギー資源のふ存状態の解明が進み，かつ，その利用技術が発展するとともに，地熱エネルギーの開発利用は一段と活発化し，地熱エネルギーがエネルギー供給源の一翼を荷うことが期待されている。このような観点に立って，現在，世界的に地熱エネルギーの開発研究が進められているので，ここに，その概要を紹介することにする。

地熱資源

1．高温地熱流体資源

地熱エネルギーを利用する立場からすれば，地下深所の熱源によつて加熱された天然の地熱流体は利用のし易さという点で，資源としての価値は高い。一方，地下深部ほど熱源に近く温度も高くなることを考えると，地熱流体が存在する場合には，伝導のほかに対流によって深部から熱が運ばれうるので，浅い所で高い熱エネルギーをもつものがえられ易くなる。現在までに開発の対象とされてきたものは，このような比較的浅所にふ存する地熱流体資源であり，おおむね1.5km 以浅のものである（第1表）。

ところで，地熱流体資源は高エンタルピーのものほど熱対率がよく，とくに発電への利用を考える場合，高エンタルピーの地熱流体資源の経済性は一段と重きをなしている。イタリアの Larderello での天然蒸気による発電は地熱発電の端緒をなすものであつたが，この場合の天然蒸気は乾き飽和蒸気ないし過熱蒸気であった。乾き飽和蒸気ないし過熱蒸気は天然蒸気のなかでもつともエンタルピーが高く，熱対率がよく，かつ，不安な成分に欠けた良質の地熱流体である。したがって，地熱開発の初期の段階では，開発対象はもっぱらこの種の高エンタルピーの地熱流体資源にしぼられた。その結果，1960年アメリカの The Geysers で，1966年に日本の松川で発電が行われるようになつた。第2表に示すように，乾き飽和蒸気ないし過熱蒸気からなる高温地熱流体資源（乾き蒸気型ないし蒸気卓越型地熱資源）による発電設備は全世界で827.6MW か働しており，全世界の地熱発電設備容量の約75％を占めている。しかしながら，この種の良質の高温地熱流体資源は貯溜層温度は240°C，初期孔口圧は34bar という恵まれた条件下[1]にのみ存在するもので，高温地熱流体資源全体の5％程度の資源量[2]しか期待出来そうにないと考えられている。今後大量に開発が期待されている地熱流体資源は，現在ある技術で発電に利用出来るものに限るならば，むしろ，次に述べる高温熱水型地熱資源である。

第 1 表

Field	Reservoir temperature (°C)	Reservoir fluid	Average well depth (m)	Fluid salinity (ppm)	Mass flow per well (kg/hr)
Larderello	245	Steam	1,000	<1,000	23,000
The Geysers	245	Steam	2,500	<1,000	70,000
Matsukawa	230	Mostly steam	1,100	<1,000	50,000
Otake	200+	Water	500	~4,000	100,000
Wairakei	270	Water	1,000	12,000	—
Pauzhetsk	200	Water	600	3,000	60,000
Cerro Prieto	300+	Water	1,500	~15,000	230,000
Niland	300+	Brine	1,300	260,000	~200,000
Ahuachapán	230	Water	1,000	10,000	325,000
Hveragerdi	260	Water	800	~1,000	250,000
Reykjanes	280	Brine	1,750	~40,000	~400,000
Namafjall	280	Water	950	~4,000	400,000

(J. B. KOENING の表より抜萃)

第2表　世界の地熱発電所の設備容量と型式

地　域	国　名	設備容量 (MW)	型式
松　川	日　本	22.0	蒸気
大　岳	日　本	13.0	熱水
大　沼	日　本	10.0	熱水
Larderello	イタリア	358.6	蒸気
Monte Amiata	イタリア	25.5	蒸気
Wairakei	ニュージーランド	160.0	熱水
Kawerau	ニュージーランド	10.0	熱水
The Geysers	アメリカ	412.0	蒸気
Cerro Prieto	メキシコ	75.0	熱水
Pathé	メキシコ	3.5	熱水
Namafjall	アイスランド	2.5	熱水
Pauzhetsk	ソ　連	5.0	熱水

1958年にニュージーランドの Wairakei で熱水を含む湿り蒸気による発電に成功して以来，高温熱水型資源も発電用のエネルギー資源として考えられるようになつた。高温熱水型の場合には，現在，高温熱水を定められた圧力状態下でフラシュしてえられる蒸気（湿り蒸気）のうち，蒸気部分のみが発電に利用されている。この場合，フラシングによつて生成する蒸気量ともとの高温熱水の温度との関係は発電用タービンの入口圧如何によつて変化する。蒸気条件が一定であれば，タービン入口圧の大きいほど，タービンの出力が大きく，熱対率もよくなるが，一方，生産井の孔口圧によつて噴出熱水量は変わり，しかも，その関係は貯溜層の深度・性質および孔井の孔径によつて左右される。この種の高温熱水の貯溜層の性質にもとづいて，適正熱水産出量をうるための圧力と，タービンの対率とを考慮して，タービン入口圧が設定されているが，現在発電の行われている地域の例では，タービン入口圧は，一部の地域では10bars をこえるものも使われているが，おおむね 3 ~ 5 bars 程度のものが多く使われている。このような圧力条件のもとで，生産井より噴出する熱水からフラシングによつて蒸気をえようとするためには，熱水温度は少くとも150°C 以上であることが必要[3]となる。(150°C のときの飽和蒸気圧は4.75bars である)

なお，経済性を考慮に入れるならば，180~200°C 以上であることが望ましい。現在，この種の150°C 以上の高温熱水型の地熱流体資源による発電は，第1表に示したように，日本の大岳，大沼，鬼首，ニュージランドの Wairakei および Kawerau，メキシコの Cerro Prieto および Pathé，アイスランドの Namafjall，ソ連の Pauzhetsk で行われており，エル・サルバドルの Ahuachapán (30MW) およびフィリピンの Tiwi (10.5MW) で発電所が建設されつつある。

高温熱水型資源が蒸気卓越型資源と比べて資源の質が劣るのは，高温熱水のもつ熱エネルギーの一部が蒸気の形で利用されているにすぎない点と，第2表に示したように高温熱水中には塩分が多量に含有されることが多い点とにある。熱水中に含まれる塩分の量と質の問題は，高温熱水型資源を発電に利用する場合に重要な要素となる。第2表の Niland は，アメリカの Salton Trough の地熱地域 (Imperial Valley 地域) の1つの地熱区域であるが，Salton Trough 内にはこのような高濃度の塩分を含む高温熱水型資源が多量にふ存することが知られているが[6]，多量の塩分を熱水が含むために，従来の発電方式ではそこに含まれる地熱エネルギーを発電に利用することは難しく，かつ排熱水の有効利用をも含めた新しい方式の開発が進められている[1]，このような高塩分濃度の例は例外的であるが，一般に熱水中には可成りの濃度の塩分が含まれるので，排熱水の有効利用および処理のための技術開発は，後に述べるように，欠かすことは出来ない。

2. 中低温地熱流体資源

現在発電に利用されている地熱資源は，主として，上記の蒸気卓越型および高温熱水型の高温地熱流体資源であるが，150°C 以下90°C 内外以上の中温 intermediate temperature 地熱流体資源は各地に広く分布しており，古くから種々の形で利用されている。その代表的なものは地域暖房への利用であり，アイスランドの Reykjavik では，1925年よりこのような中温熱水による地域暖房が進められており，現在すでに，市（人口約8万）の99.5%に対して地域暖房[6,7]が完成している。ニュージーランドの Rotorua においても1940年頃から地域暖房への天然熱水の利用が進められ，現在，市民の20%が100～160°C の熱水を熱交換後暖房に利用[8]している。一方，発電への利用は，1967年にソ連の Paratunka で行われている。この場合の発電方式はバイナリー・サイクルであり，低沸点の2次作動流体にはフレオンが使われている。発電設備容量は750kW と小型であるが，地熱発電にバイナリー・サイクル方式が使われた最初のものである[9]。中温熱水は，地域暖房，バイナリー・サイクルによる発電のほか，古くから農業用設備の加温および穀物，諸材料の乾燥用のエネルギー源として使われているが，いづれの場合も，その使用規模は未だ大きくない。本格的なエネルギー源としての利用は今後の問題として残されている地熱流体資源である。

ところで，さきに述べた Reykjavik および Rotroua はともに，近傍に高温地熱流体資源のふ存が知られている。Reykjavik は，市の地下500～2000m 付近より94～135°C の熱水が多量に産出するが，その東方約20km にあたる Hengill では，最近の試掘によつて，深度1830m で285～295°C の高温熱水が確認されている。Hengill は新しい火山活動帯 (neo-volcaniczone) 内に位置するが，Reykjavik はその西翼にあるやや古い第3紀の火山活動帯内にある。Rotorua では，30～300m の深度より100～160°C の熱水を産出しているが，その東に隣接して Taupo 火山帯がほぼ南北に走つており，この火山帯には高温地熱流体のふ存が確認されている Wairakei, Broadland および Waiotapu などの地熱地域が分布する[10]。このような中温熱水型地熱流体資源と高温地熱流体資源とは互に密接な関連があり，熱源の年齢，規模，熱源と貯溜層との相対位置（距離）および水理地質学的条件などの違いがあるとしても，いづれも新生代の火山活動と関連の深い地熱流体資源である。Paratunka の場合は，第4紀の火山活動に関連ある熱源によつて加熱された地熱流体資源であるが，地表からの浸透水の混入によつて温度が低下した[9]と考えられており，水理地質学的条件によつて，高温地熱流体資源が中温熱水型地熱流体資源となつたものである。

このように新生代の火山活動に関連するもののほかに，第4紀の火山活動とは関連がなく，むしろ新生代の造山運動に伴う褶曲山脈の周縁の堆積盆の貯溜層から産出するものがある。その代表的なものとしてハンガリー盆地があげられる。ここでは，深度約2000m の鮮新世の砂岩より約90°C の熱水が多量に産出し，現在，地域暖房，給湯用ならびに農業用熱源として利用されている[11][12][13]。ハンガリー盆地では地温勾配は50～70°C/km と高く，地殻の厚さはヨーロッパ大陸の平均の値より8～10km も薄く，平均で24～26km[14]しかない。その熱源は，さきに述べた地熱資源の場合のようなマグマ溜りという局部的な異常熱

源でなく，地域的なマントルの高まりにあると考えられている。ソ連の Georgia 山間盆地にも105°C の熱水が下部白亜紀の石灰質岩石より多量に産出[15]するが，これも同種の中温地熱流体資源と考えられている。

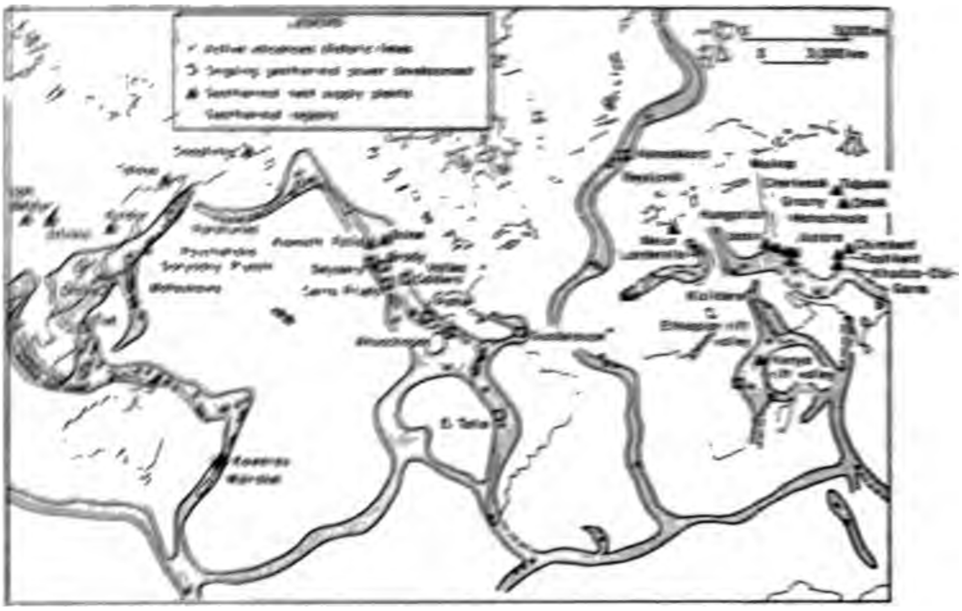
ところで，大ハンガリー盆地の南部では堆積物の厚さは6 km 以上に達するが，この部分では，深度3.9～4.8km 付近の異常高圧層中に212～249°C の熱水が多量に存在[16]することが知られている。一方，アメリカのメキシコ湾盆地の現在の地向斜中にも，深度3.0～4.8km 付近にある異常高圧層に150～160°C の熱水が多量に存在[17][18][19]することが知られている。これらはいづれも石油，天然ガス鉱床の探査の際発見されたもので，貯溜層内には天然ガスが含まれており，高圧のあまり高温でない熱水が天然ガスとともに産出するもので，熱エネルギーとともに力学的エネルギーをもつている地熱流体資源である。アメリカでは，この種の地熱流体資源を Geopressure 型資源とよび，それに含まれる熱エネルギーと力学的エネルギーの双方を利用して発電を行うための研究が進められている。

高温および中温地熱流体資源は，ともに異常に高い熱流量のために加熱されたものであるが，正常な熱流量の分布する地域においても，深度が2 km 以上の地層では60～90°C の熱水が多量に貯溜されうることがある。この種の低温地熱流体資源は発電以外のエネルギー源として充分役立つものである。パリ盆地の例はその1つといえる。パリ盆地の南部に位置する Melun では，1969年より，深度1.8km 付近の中部ジュラ紀の緑色砂岩から70°C 内外の熱水を採取し[20]，熱交換器によつて真水を加熱し，これを暖房，給湯用に供給している。ソ連の表 Caucasus にある前陸盆地には47～86°C の熱水が産出し，現在までに農業用に多く使われているが，Makhachkala とその周辺地域では，深度1200～1500m 付近の貯溜層から60～70°C の熱水が多量えられるので，これを地域暖房に利用[9]している。また，西シベリア低地には深度2 km 付近に60～80°C の熱水が，カスピ海東岸の Turana 低地には深度2 km 付近に65～95°C の熱水が知られている。これらはともに古生界基盤卓状地の地熱流体資源といえるが，その熱源は高い熱流量に関連があり，ここでは地殻の厚さが薄くなつているとも云われている[9]。

以上述べたように，新生代の火山活動がみられない地域の地下深部に多量の中低温地熱流体が存在することは注目すべき現象であり，これらを地熱資源として有効に活用することは地熱エネルギー開発上の重要な課題である。

3. その他の地熱資源

地熱流体という形で熱エネルギーが埋蔵されているもののほかに，熱源そのものがある。たとえば，マグマが地下深所に貫入し，周縁の不透性地層に激しく割れ目を生ずることもなく，現在冷却をつづけているものがある。このような場合には，熔融貫入岩体の周縁の浸透率が極めて悪いために，循環水の浸入とそれによる冷却効率が妨げられ，長期間にわたつて熱エネルギーが貫入岩体およびその周辺の岩石内に蓄えられたままとなつている。すなわち，地層が浸透性に欠けているために，地熱流体による熱水系が充分発達することなく，対流による熱の輸送が行われぬままに，現在も高温岩体として熱源[19]のみが埋蔵されている。このような流体を含まない乾燥した高温岩体のもつ熱エネルギーは莫大であり，そこに内蔵されている熱エネルギーを採取する技術が出来上れば，乾燥高温岩体 (hot dry rock)，は地熱資源として利用出来る。乾燥高温岩体のもつ熱エネルギーを利用するための研究は，アメリカで最初に取り上げられた。現在，New Mexico 州の Valles Caldera の西外壁にあたる Jemez Plateau で，水力破砕 (hydraulic fracturing) と熱破砕 (thermal stress cracking) を組み合わせることによつて，人工的に割れ目をつくり，地表水をこのようにして作られた人工的貯溜層に注入して，熱エネルギーの回収を計るための実験が行われている[21][22]。乾燥高温岩体のもつ熱エネルギーは非常に大きい。たとえば，厚さ2 km，幅4 km，長さ5 km の350°C の高温岩体を150°C まで冷却するとき，4.2×10^{15}kcal の熱量が回収される。この熱エネルギーは50年間10,000MW の熱出力に相当する。そこで，アメリカ以外にも，日本，イタリア，ソ連で，この型の資源の探査および採取技術の研究が行われつつあり，将来資源として期待されている。



第1図．現在の地熱開発地域と地熱域（geothermal regions）との関係（MEIDAY による）

乾燥高温岩体はマグマが活動を停止したのち，それが内蔵していたエネルギーを利用しようとするものであるが，現在，活動が停止していないマグマの熱エネルギーを利用も考えられる。その第1歩として，現在活動中の火山地域で，火山活動地域の地熱エネルギーとその利用のための基礎データの収集が行われており，日本では薩摩硫黄島が，アメリカではハワイ島がモデル地域として取り上げられている。

4．地熱資源とその分布

地熱エネルギー資源としては，地熱流体の形でふ存する地熱流体資源と地熱流体とは無関係に熱エネルギーの形でふ存する乾燥高温岩体および火山活動に伴うエネルギーとが考えられる。このうちで，現在技術で利用可能なものは地熱流体資源であり，乾燥高温岩体は熱エネルギーの採取技術が出来上れば，直ちに資源として利用出来るものである。しかしながら，火山活動に伴うエネルギーは熱エネルギーそのものの存在は確認出来るが，資源としての実体が明確さを欠いているので，現段階でこれを資源と考えるには異論も考えられるが，将来のエネルギー資源に組み入れる努力は必要である。という意味から地熱資源の1つとして取り上げたものである。

高所に高温地熱流体資源のふ存が期待され地域が当面の開発対象となつているが，これらは，環太平洋火山帯，地中海ヒマラヤ造山帯，東アフリカ地溝帯および大西洋中央海嶺系のいづれかに属している。このような地域は新生代の火山活動および造山運動の活発な地域で地熱域[23]（geothermal region）と呼ばれているが，現在開発が行われている地点と地熱地域との関係は第1図のようになる。

地熱資源の開発・利用

現在の地熱開発は，高温地熱流体資源を探査し，発電用エネルギー源として利用するための探査活動と地熱エネルギーの採取・利用技術の開発とを中心に進められている。

探査活動[1,24]は日本，イタリア・アメリカ・アイスランドおよびソ連でとくに活発であり，その際，国全体および地域毎の地熱資源の評価を念頭におきながら進められている。このほか，メキシコ・ガテマラ・エル・サルバドル，ニカラグア，コスタリカ，カリブ諸島の仏領 La Guadeloupe 島，チリ，ペルー

などのラテン・アメリカでもいくつかの地点で探査・開発が進められている。アフリカでは，東アフリカ地溝帯に属するケニア，エチオピアおよび旧仏領ソマリーランドのいくつかの地点と，大西洋中央海嶺系に属するスペイン領カナリー諸島で探査が行われている。また，トルコ，ギリシヤおよびインドネシア，フィリピン，台湾でもかなり以前から調査が進められており，フィリピンの Tiwi ではすでに10.5MW の地熱発電所が建設されつつあり，トルコの Kizildere[25]では10MW の発電計画が進んでいる。

地熱エネルギーの有効利用の問題のうちで，第1に考えねばならぬ問題は中温地熱流体のもつ熱エネルギーによる発電の問題である。中温地熱流体資源は，熱源の年齢・規模およびそれと貯溜層との相対位置などの加熱条件および水理地質学的条件によつて，高温地熱流体資源となりえなかつたもので，高温地熱流体資源と比べて質の劣る，すなわち，品位の低い資源であるが，その資源量は高温地熱流体資源を大幅に上廻るものと考えられている。一方，高温地熱流体資源のうち，高温熱水型資源は蒸気卓越型資源の約20倍の資源量があるが，それがもつ熱エネルギーの 1/2 程度が蒸気として発電に利用されているのみで，残りの熱エネルギーは中温の排熱水として処分されている。たとえば，蒸気タービンの入口圧力を50psi (4.46絶対圧）とし260°C の熱水をこの圧力でフラシングしてえられる蒸気量は重量比で24%にすぎず，その蒸気のもの熱量は260°C の熱水のもつ熱量の59%にすぎない[8]。排熱水は重量比76%もあり，フラシングによつて3割方温度が低下して排熱水温度は200°C 以下となる。

中温地熱流体は，このように，品位の低い天然の中温地熱流体資源および高温地熱流体資源の使用後の排熱水という形で，莫大な量が未利用のまま残されている。中温地熱流体を利用する発電方式としては，2段ないし多段フラシュ方式とバイナリー・サイクル方式などがある。前者は低圧タービンを用いて，中温熱水のフラシング圧力を下げてえられる蒸気で発電する方式であるが，熱水温度の低下とともに急激に熱効率が悪くなる。後者は，低沸点の2次流体（フレオン，イソブタン，プロパン，アンモニア，炭酸ガスなど）を作働流体に用い，熱交換器によつて2次流体を気化させ，その蒸気によつてガス・タービンを駆動し発電する方式で，小容量のものはわが国でも工場排熱水用にか働しているが，10~50MW 級の容量の設備の経済性に問題がある。多段フラシュ方式はニュージランドで実用化しており，日本でも近く実用化される段階にある。バイナリー方式は日本およびアメリカがその実用化の研究に力を入れている。いずれの場合も，中温地熱流体による発電は，経済性の高いトータル・システムをどう考えるかという点にしぼられて関連する技術の開発が進められている。このような考えで進められている研究は将来低温地熱流体の発電技術へと発達することになる。その1例としてあげるならば，まだ基礎研究の段階ではあるが，アメリカでの Geopressure 型資源の熱水の噴出圧と温度との並用利用方式の研究があり，また，ソ連での熱水温度と外気温度との間にある熱落差を直接力学的エネルギー（廻転エネルギー）に変換するための研究がある。地熱エネルギーを動力用エネルギー源として利用するためには力学的エネルギーへの変換効率を高めるための広汎な研究が必要である。

次に，地熱資源の有効利用という点で重要な問題は，中低温地熱流体のもつ熱利用である。石油・天然ガスなどの化石燃料の消費節減に寄与するため，地熱資源を地域暖房・給湯用熱源として利用するには，熱水温度もさることながら，資源ふ存地域と消費地との距離が最大の問題である。アイスランドの Reykjavik, ハンガリーの Budapest, Szeged および Szentes, ニュージランドの Rotorua, アメリカの Klamath Falls[26][27]などは，この点で好条件下にある。これらのうち，ハンガリーの場合は火山活動と関連がなく，高い熱流量を示す堆積盆の熱水である。この種のものは熱水温度が余り高くなかつたり，貯溜層の深度が深くなることがあるが，資源ふ存地域と消費地との地理的条件に恵まれていたものが多い。地域暖房用には少くとも70°C 以上の熱水が必要であり，生産井の口元温度は90°C 程度が望ましいが，低温のものでも利用システムを考えれば実用になる。フランスのパリ盆地の Melun, ソ連の Caucasus の Makhachkala での熱水利用は熱水温度は70°C 内外である。冷房・冷蔵用への利用は少くとも75~85°C の熱水が必要であるが，暖房・冷房および冷蔵用に効率よく役立てるには，熱交換システムの研究が必要であ

る。現在，各国で中低温地熱流体のもつ熱エネルギーを効果的に取り出し，空調・冷房用のエネルギー源として活用するための研究が進められている。中低温地熱流体の有効利用を計る場合に，その経済性は，上に述べた熱交換システムの選択のほかに，熱水の温度・生産量が影響するが，また熱水の化学組成が重要な要因となる。熱水の化学組成如何によつては，排熱水の地下還元が必要となるが，排熱水の地下還元はまた熱水の枯渇と地盤沈下の防止の両面で必要なものでもある。ところで，多量の熱水を効果的に地下に還元するためには，還元能力の向上を計る必要があるが，このことは貯溜層の冷却を引き起す恐れがあり，貯溜層の冷却を防止しつつ，排熱水を地下へ還元する研究が行われている。

このようなクローズド・システムの開発は地熱資源の効果的な活用という点で極めて重要な課題であり，そのためには，地熱流体の貯溜層の実態の把握と貯溜層内での地熱流体の挙動についての貯溜層工学的アプローチとが必要である。この種の研究はアメリカ・ニュージーランド，フランスなどでとくに活発に行われている。

以上述べたように，各国で地熱資源の開発・利用のための研究開発が行われており，とくに，資源の実態の把握とその有効利用のための研究が重点的に進められている。

結び

地熱エネルギーの包蔵量は莫大なものであり，これを人類の利用するエネルギー源として活用することを，いまや真剣に考えるべきである。ところで，地熱エネルギーは種々の形態で資源として地下に埋蔵されており，まづ，それぞれについて資源量の評価を行うことが必要である。現在のところ，資源量の評価は一応なされているが，その精度の向上のためには，評価方法の適切化のための研究の努力を必要とする。一方，エネルギー資源としての利用は，現在，150°C 以上の高温地熱流体資源が発電用に利用され，90°～150°C の中温地熱流体資源が１部で地域暖・冷房におよび農業用熱源として利用されているにすぎない。今後，本格的なエネルギー資源として地熱流体資源を利用するためには，有効利用のための技術の開発を一段と促進する必要がある。その他の地熱資源については，その実体の把握と熱の抽出のための基礎的研究に重点を置いて研究を進めるべきであろう。

地熱資源の評価・探査・採取および利用に関する研究開発が着実に進行することによつて，地熱エネルギーは確実に将来のエネルギーの供給源となるであろうし，また，そうなるための努力を怠つてはならない。

文献

1) WHITE, D. E., MUFFLER, L. J. P., TRUESDELL, A. H. (1971) : Vapordominated hydrothermal systems compared with hot water systems. Econ. Geol., v. 66, no. 1, p. 75–97.
2) WHITE, D. E. (1965) : Geothermal energy. U. S. Geol. Surv. Cir., 519.
3) MUFFLER, L. J. P. (1973) : Geythermal resources in United State mineral resources. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 820, p. 251-261.
4) 陶山淳治(1975)：地熱開発の現状と将来，石誌，v. 40, no. 2, p. 11–23.
5) AUSTIN, A. L., HIGGINS, G. H., HOWARD, J. H. (1973) : The total flow concept for recovery of energy from geothermal hot brine deposits. UCRL-51366.
6) 松野久也・平林健夫・松尾圭二(1975)：アイスランド，イタリアにおける地熱エネルギー，その開発と利用状況．地質ニュース247号，p. 44–59.
7) 金子美道(1975)：欧州における地熱多目的利用の状況．地熱，v. 12, no. 4, p. 3–12.
8) HOWARD, J. H. (1975) : Present status and future prospects for nonelectrical used of geothermal resources. UCRL-51926.
9) STEVOVICH, V. A. (1972) : Soviet geothermal electric power engineering.
10) HEALY, J. (1964) : Volcanic mechanisums in the Taupo volcanic zone, New Zealand. N. Z. Jour. Geol. Geophy. v. 7, no. 1, p. 6–23.
11) KORIM, K. (1972) : Geological aspects of thermal water occurrences in Hungary. Geother-

mics, v. 1, no. 3, p. 96-102.
12) BELTIKY, L. (1972) : Development and utilization of thermal water in Hungary. Geothermics v. 1, no. 3, p. 103-112.
13) BOLDIZSAR, T. (1970) : Geothermal energy production from porous sediments in Hungary. Geothermics sp. issu. v. 2, p. 99-110.
14) BOLDIZSAR, T. (1973) : Positive heat flow anomaly in the Carpathian basin. Geothermics, v. 2, no. 2, p. 61-67.
15) BUACHIDSE, I. M., BUACHIDSE, G. I., SHAORSHADSE, M. P. (1970) : Thermal water of Georgia. U. N. Symp. Dev. Util. Geoth. Resources.
16) ALLIQUANDER, O. (1973) : High pressures, temperatures plaque deep drilling in Hungary. Oil & Gas Jour. May 21, p. 97-100.
17) JONES, P. H. (1969) : Hydrodynamics of geopressure in the northern gulf of Mexico basin. Jour. Petr. Tech. v. 21, no. 7, p. 803-810.
18) JONES, P. H. (1970) : Geothermal resources of the northern gulf of Mexico basin. U. N. Symp. Dev. Util. Geoth. Resources.
19) DORFMAN, M. and KEHLE, R O. (1974) : Potential geothermal resources of Texas. Geol. Cir., 84-4, Bureau of Econ. Geol. Univ. of Texas, Austin.
20) La geothermie en France. Bull du B.R.G.M. 2e serie, section 2. supplement au no. 1, 1975.
21) Smith, M. C. (1973) : Geothemal energy. LA-5289-MS.
22) SMITH, M. C., POTTER, R., BROWN, D. W., AAMODT, R. L. (1973) : Induction and growth of fractures in hot rock. Geothermal Energy, Stanford Univ. Press. p. 251-268.
23) MEIDAV, T. (1974) : Geothermal opportunities bear closer look. Oil & Gas Jour. May 13, p. 102-106.
24) WHITE, D. E. (1973) : Characteristics of geothermal resources. Geothermal Energy, Stanford Univ. Press, p. 70-94.
25) 河田清雄・太田良平(1975) : トルコの地熱開発. 地質ニュース, 247, p. 39-43.
26) 関岡 満(1975) : 米国オレゴン州クラマスフォールスにおける地熱多目的利用. 地熱, v. 12, no. 4, p. 13-19.
27) CULVER, G. G., LUND, J. W., SVANERICK, L. S., (1974) : Klamath falls hot water well study. UCRL-13614.

(1976年3月22日受理)

地学雑誌 85, 4 (1976)

日本の地熱資源

角　　清　　愛*

Geothermal Resources of Japan

Kiyoshi SUMI

Abstract

Characteristics of geothermal resources of Japan are summarized with special interests in their geological distributions. There are four kinds of hopeful geothermal resources in Japan i.e. super-heated steam high enthalpy thermal water in volcanic area, low enthalpy thermal water in sedimentary basin in non-volcanic region, hot dry rock and volcanic heat.

Amongst them, the high enthalpy thermal water in volcanic area is most hopeful at present. It may be resulted from the fact that most of Japanese geothermal resources are distributed in a big volcano-tectonic depressed region which was formed at miocene. The depressed region is filled mainly with Neogene Tertiary volcanic rock in one or two kilometers thick and overlain by the clusters of volcanic cones of Qnaternary age. Such structure is probably preferable to the formation of high enthalpy thermal water which requires reservoir structure and the sufficient supplies of heat and water into it.

National reserves of the superheated steam and high enthalpy thermal water which is able to be utilized for commeraly power generation are calculated to several ten thousands million kW. thousand year at least as far as the production wells are not deeper than 1.5 kilometers.

Writer demonstrated that the attention of the prospecting hereafter should be focussed to the deeply seated geothermal resources which may be occured in pre-miocene fructured sedimentary rocks hidden beneath the miocene volcanic rocks of the neogene volcanotectonic depressed area in Japan.

I. 緒　言

1973年以来世界的な規模でひろがつたエネルギー危機は，エネルギー源の大部分を輸入に頼つているわが国にとつてはとくにきびしいものがある。各国は競つて代替エネルギー源の研究開発に乗り出しているが，日本もその一つであり，地熱エネルギーはその中の最重点項目の一つとされている。

天然資源の価値や範囲は経済情勢およびそれに刺戟されて起る技術の革新によつて変化するのであるから，地熱資源の考え方も近年のエネルギー情勢の変化によつて大きく変り，かつ複雑化しているといえる。

1970年にイタリーのピサ市において第1回国連地熱会議が開催された当時は，まだ大規模発電所が引き合わない，僻地ないしは開発途上国における地熱開発のメリットが強調されており，今日のように先進工

* 地質調査所地殻熱部　Geothermal Research Department, Geological Survey of Japan

業国が競つて自国のエネルギー源として地熱の研究開発を始めることは想像も出来ないことであつた。

1970年という年は日本では日本地熱調査会による「日本の地熱資源」が出版された年である。これは日本で初めて地熱資源の現状評価を試みたものといえるものであるが，その作業が行われた1968—1969年はわが国最初の商業的地熱発電所の開業のあつた1966年（松川）および1967年（大岳）の翌年にあたつており，地熱発電の国内における評価も漸く定まつて来た頃である。このような情勢下で，日本の地熱資源量をあらためて考えてみることとなつたのである。

エネルギー危機はしかしその直後に起つた。産油国パワーによる一時的な極度の危機感は去つたものの，石油価格の高騰と，エネルギー自給度の低いこととから来る慢性的危機感はすでにぬぐいがたいものとなつている。代替エネルギー源を求める時代の要請の為，漸く実用化時代に入つた地熱資源もそれが過熱蒸気あるいは高エンタルピー熱水であるかぎり，"在来型地熱資源"のカテゴリーに入れられ，別の新しいカテゴリーの地熱資源の利用研究が求められることとなる。

1973年からはまず在来型地熱資源の全国調査（全国地熱基礎調査）が始められ，翌1974年からは従来利用不可能とみられていた低エンタルピー熱水，高温岩体，火山熱等の熱採取利用技術の研究（サンシャイン計画の一部）も開始された。これらによつて日本の地熱資源分布図はいずれ大幅に書きかえられることであろう。

しかし，新たな観点による地熱探査は始まつたばかりであり，探査指針となる調査地選定には若干混乱があるようにも思える。一方単なる調査・探査のみでなく，定期的に，結果を整理して，資源評価作業を行わねばならない。そのための評価技術の改良の努力も必要である。本文はこのような要望に応えるために，日本の各種の地熱資源の産状，評価結果の例をまとめたものである。

終りに写真を撮影していただいた正井義郎氏に対し感謝の意を表する。

II. 地熱資源の種類

地熱資源の概念は上にも述べたように，時代とともに変遷しており，とくに近年は変化がはげしい。

日本は古来より入浴を好む国民性のため，湯治と呼ばれる温泉利用が行われており，保養・療養面の利用は今でも益々盛んになりつつある。生活や生産へ利用できる天然物を資源と呼ぶならば，温泉用熱水も厚生資源ということができる。また今日九州の指宿や岳の湯でみられるような天然蒸気の家庭用炊事への利用も多分歴史は古いのであろう。

今世紀に入つて，その初め1904年にイタリーで天然蒸気が産業用動力に利用され始めると，わが国でも1919年にすでに山内海軍中将による別府の蒸気井掘削に始まる地熱の研究が開始された。天然蒸気による発電はその後47年を経て松川の商業的地熱発電所として実を結んだ。この47年間は日本の各地で天然蒸気を求めた探査活動が行われた期間でもあつた。テストプラントも数～数10kW に過ぎなかつたことも，換言すれば探査上みるべき成果で上つていなかつたともいえるのである。

1958年，ニュージーランドはワイラケイにおいて熱水からのフラシュ蒸気を用いて発電することに成功した。このことは天然蒸気のみを地熱資源と考えていた従来の考えを大きく変化させ，熱水も地熱資源に仲間入りすることとなつたのである。電力中央研究所の招きによつて来日（1956年）したフランスのマチエ技師の意見書すなわち，日本には過熱蒸気の地熱地帯は少なく地熱発電には何かないという考えに影響されて，地熱探査活動が一時中断したのであるが，ワイラケイの成功によつて，探査が再開されることになる。その結果1967年の大岳発電所，続いて1973年には大沼発電所が操業を開始し，また大分県八丁原や岩手県滝の上で熱水型資源を利用する発電の開発が進行中である。熱水の発電利用への展望が開けたために，国および企業による探査活動は一層積極的となつた。1973年から国費で始められた全国地熱も当然のことながら，蒸気と熱水とを探査対象としたものである。

熱水の発電利用は上述のように，フラシュ蒸気を用いる発電技術の開発に負う所が大きいのであるが，

発電サイクルにおける熱効率は当然低いことになる。現在商業的に引き合う発電用熱水の貯溜層温度は180°C が限度とされている。この熱効率を高め，下限温度も引き下げる目的でバイナリーサイクル発電技術の研究開発が進められている。

これはイソブタンまたはフレオンのような低沸点の熱交換剤を用いてタービンを回すものである。ソ連，米国，日本で関心を持たれており，ソ連ではカムチャッカにテストプラント（取入口の水温は81°C）を建設している。日本では工業技術院のサンシャイン計画の中で昭和49年からこの発電システムの研究がとり上げられ，65年までの50,000kW プラントの建設が指向されている（工業技術院，1975)。

1973年から始まつた世界的なエネルギー危機は，それまでの地熱資源の範囲を大きくひろげることになつた。資源の範囲は技術の発展によつて決定されるのであるが，緊迫したエネルギー状勢は技術の研究開発にその完成のタイムリミットを設定することを余儀なくさせている。このことは技術の完成を待つてから資源評価作業を始めるような状勢ではないことを意味している。技術の研究開発と資源評価とは併行して行われねばならず，資源の評価結果は逆に技術の研究開発への重点投資へ貢献するからである。

従来から利用が実用化されている蒸気・熱水については，超深度（2,000m～4,000m）への採取範囲の拡大をはかり，一方低温低圧の熱水の発電利用を目指さねばならない。後者については，上に述べたバイナリーサイクル発電方式が研究されつつある。

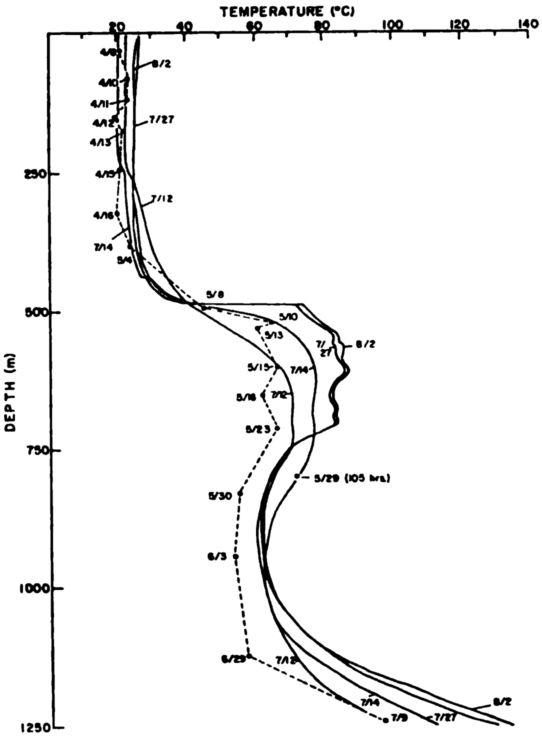
一方また従来はほとんど注目されたことのなかつた熱が注目されることになつた。それは堆積盆地の熱水，高温岩体および火山熱である。

堆積盆地の熱水は地下増温率が特に異常とはいえなくても，容水層が大規模でかつ深部に及んでいる所では，数1000m の所で100°C 近い熱水が多量に賦存することになる。古くからハンガリー盆地やジョルジア地方でこのような熱水が農業等に利用されていた。ところが今回のエネルギー危機によつて，これが空間暖房に利用されるようになつて来た。その初最のプラントがパリ盆地の熱水を利用するムランの都市熱供給事業である。このニュースは世界的に注目され，異常熱徴候はほとんどないに等しいドイツさえも地熱探査に乗り出している。わが国も都市熱供給事業の経営が悪化しており，この種の地熱利用も併用されようとしている。このほか米国で注目されているものに岩圧水型（Geopressured）地熱資源がある。これはメキシコ湾岸地方で注目されているもので（JONES, 1970)，急速に沈降する地向斜性堆積盆の中で，不透水性の粘土質の地層によつて熱水が閉じこめられているもので深さ４～７km の所で150～273°C となつている。含まれる水は天水起源の循環水でなく，堆積物自身の圧密や脱水によつて生じたものとされている。特徴的なことは水圧が静水圧よりはるかに高いことで，ここでは岩石荷重勾配の2.3kg/cm²·10m に近いものさえある。日本でも主として油田地帯において期待されるものである。

高温岩体は地温は異常に高いが透水率が低い，乾いた岩体のことをいい，これに人工的に割れ目を作れば水を循環することによつて熱の回収が可能になるというものである。この概念は REX (1972) が米国西部の地熱資源を評価した際に100年間，1,000億 kW の数字を出したこと，また LASL（ロスアラモス科学研究所）がニューメキシコ州の Jemez 山系で実際に地下破砕技術の研究を始めたことによつて急に資源としての高温岩体が注目されるに致つた。最近のニュースでは (Geological Survey of Japan, in press)，Jemez 山では最深12,500フィートの３本のボーリングが行なわれ，実際に割れ目を作ることに成功したとのことである。そして更にカリフォルニアの Coso 地区ではもつと大きいと考えられる高温岩体を目標に近々１～1.5km のボーリングがエネルギー研究開発局（ERDA）によつて実施されるとのことである。Jemez 山および Coso はいずれも第四紀の巨大カルデラの基盤花崗岩の高温部を対象としている。これと対象的に興味あるのがモンタナ州のMarysvilleの鉱山地帯で高温岩体の存在が予想されたが(BLACKWELL and BAAG, 1973)，最近これは高温岩体でなく93°C の熱水循環系であつたという（Geological Survey of Japan, in Press)。

火山熱は，火山の噴火エネルギーの巨大さから，非常にばく大なものであろうことは容易に想像される。

しかし活火山のエネルギー放出は利用するには余りにも気まぐれ的で，むしろ災害の原因としてみられていることが多い。この為火山熱利用は防災技術と相携えた研究開発が必要であろう。つまりこのエネルギーの研究はまだ実用というよりは基礎的な段階にあるのであるが，それにしても，現実の活火山の熱源は浅部の冷地下水帯でしゃへいされていることが多いので，基礎的な熱構造調査すら非常に困難である。あとで述べる日本での大島，昭和新山，矢筈山などがそのよい例で，米国のハワイ島（古本，1975）などもそうである。これは熱エネルギーの放出がマグマの噴出という形で行われるので，火山体を構成する地層そのものは，むしろふつうより低い事が多い。しかも浅層の流動性地下水による冷却効果の為，更に低い地温を示すのである。最近キラウエア火山で行われた地熱研究井もそのような温度分布を示している。この井戸は深さ1262mであるが，孔口の海抜高度は1102mであるので，孔底は海面下160mにすぎない。この井戸の温度分布は第1図の通りで，深度500～750mの所に80～90°C程度の熱水層があるが，その下部は急激に温度が下っており，熱水層は横に流動する性質のものと考えられている。孔底に到つて漸く最高136°Cが記録されたに過ぎない。



第1図　ハワイ島キラウェア層火山における地熱研究井内の温度分布（古本，1975）

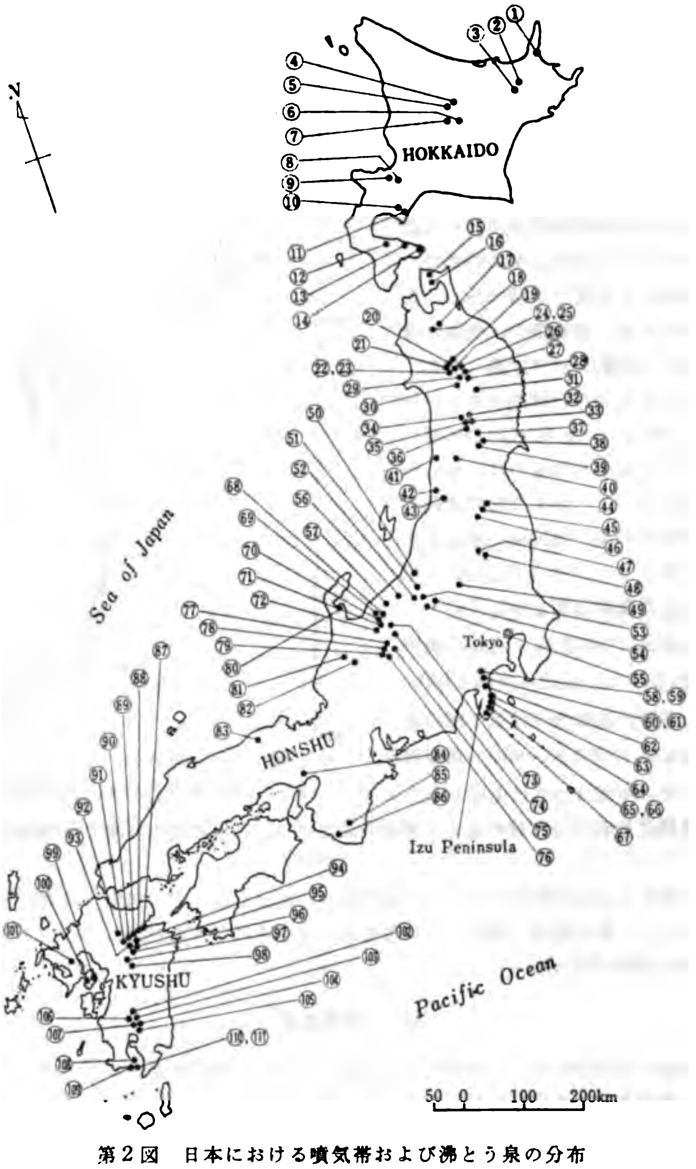
このように現在考えられる地熱資源としては天然蒸気，高エンタルピー熱水，堆積盆地の低エンタルピー熱水，高温岩体および火山熱の5種類に分けることが出来るのであるが以下，それぞれについて，日本における賦存状態を紹介してみよう。

III. 天然蒸気

発電効率の最もよい天然蒸気は，当然のことながら，日本でも探査の第1目標であつた。しかし昭和20年および30年代の全国各地での探査活動にもかかわらず，イタリーのラルデレロのような発電能力を持つ天然蒸気が得られたのは岩手県松川ただ1か所であつたことは誠に教訓的なことであつた。日本には100か所近い噴気帯（沸とう泉も含む）があつて（第2図），現に絶え間なく天然蒸気を噴出しているのであるが，その多くは比較的浅い所で熱水から分離した二次蒸気で，発電の立場からいえば熱水型と呼ぶべきもので，蒸気型ではないらしいのである。

昭和20年代の地熱探査の基本的な考え方であつた近藤（1954）の第3図のような，地下蒸気溜は実際にはなかなか発見されず，地表では噴気地帯をなしていても，ボーリングしてみると，地下は熱水であることが多かつたのである。

昭和20年代の考え方の基礎にあるのは，マグマ溜りまたはその周辺の高温岩体で加熱された蒸気が，上昇して地下空洞に高圧状態でたまつている，すなわち一次蒸気の考えであつたと想像される。しかし現実には地下は熱水層であることが多く，天然蒸気といわれるものの多くはそれからの二次蒸気であることが



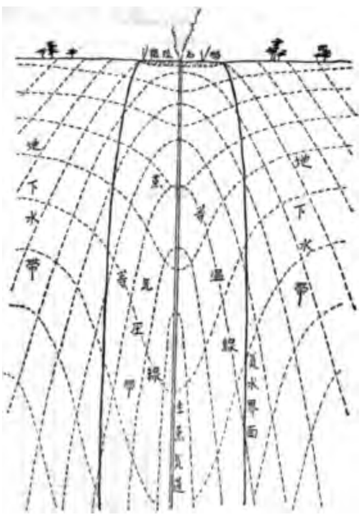
第２図　日本における噴気帯および沸とう泉の分布

わかつて来た。しかもこれと併行して発展して来た水の同位体地球化学の進歩によつて地熱流体の同位体組成はその場所に降る天水のそれと同じであること，マグマに近い高温環境は経験したことがないことなどがわかるに及んで二次蒸気説は益々信ぜられるようになつて来た。

天然蒸気の多くが，分離の場所の深さの大小はあるにせよ，二次蒸気であることがわかつて来ると，現実にラルデレロ等に存在する過熱蒸気には二次蒸気の飽和蒸気を過熱させる過熱器が必要となつて来る。このために考案されたのが WHITE (1971) の断面図（第４図）である。この図は近藤 (1954) の第３図の断面図と似てはいるが基底部に，もとの熱水層がある点で異つており，たとえば熱水起源の蒸気でも，水の少ない高温岩体があれば，過熱蒸気が生成し得ることを述べたものである。この考えで重要なことは

熱水からの蒸気分離の深度および貯溜岩と帽岩との深度であり，いずれもが相当の深度でなければならない。日本でたしかにこの型とされている松川では，900～1,000m 以下の深度にある第三紀層の山津田層が，蒸気貯溜層となつている。しかし，他の地熱地帯では，数10m 程度の事が多く，極端な場合は数 m 程度と思われることがある。

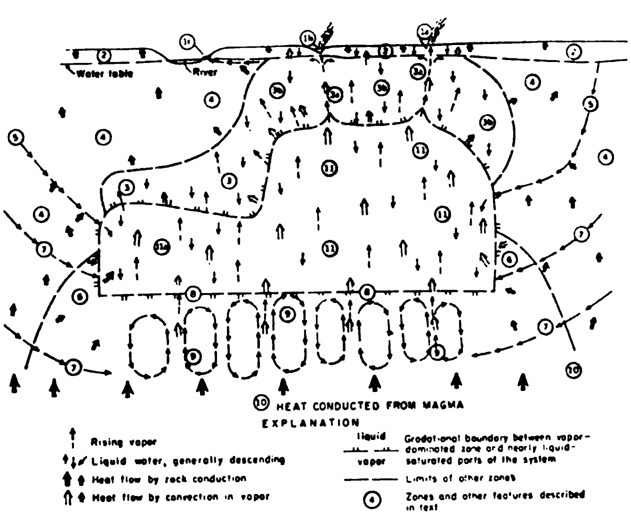
松川は開発以前は50°C にみたない温泉が自然湧出するだけであつたが(角，1970)，300m 程度のボーリングによつて，蒸気が噴出した。この付近は深度160m 付近を境として，上が第四紀の松川安山岩，下位が鮮新世の玉川溶結凝灰岩であるが，玉川溶結凝灰岩はその上部は割れ目の多い凝灰角礫岩が多いために松川安山岩が相対的に帽岩の役目を果していたようである。しかしこの深さでの蒸気では工業的発電量は望めないので，深部を探査することとなつたが，山津田層に達するまでの玉川溶結凝灰岩中には有効な貯溜層は存在せず，高温岩体に近い状態であつたと考えられる。



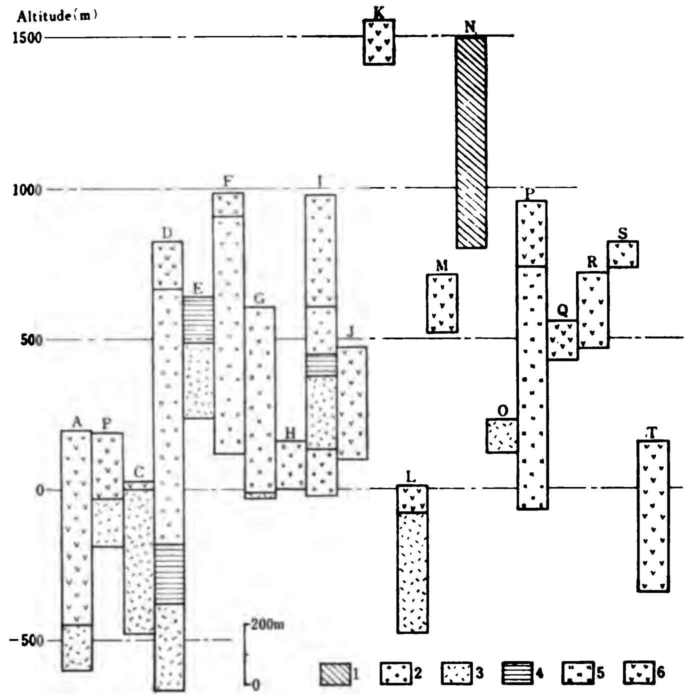
第 3 図　地熱地帯の推定断面図
（近藤，1954）

山津田層は中新世の船川階の海成堆積岩層で，黒色泥岩・砂岩・凝灰岩の互層である。日本の地熱地域の地下地質の87%は第三紀・第四紀の火山岩であり，このような第三紀堆積岩は，松川と滝の上だけである。滝の上は熱水型であり，第三紀堆積岩即過熱蒸気型ということはあり得ないであろうが，塊状火山岩が上位，板状堆積岩が下位であるような地質構造は，中古生代堆積岩も含めれば，わが国には非常に多いはずである。世界で最も著名な天然蒸気地帯のラルデレロ・ガイザーがいずれも中生代堆積岩をその貯溜層としているところから，上述のような地質構造は今後の重要な探査の対象にしてよいと思われる。

また，松川は地表熱徴候は非常に小さいものであつたが，酸性変質帯だけはわが国有数のものであつた(角，1970)。天然蒸気地帯では，蒸発に伴なう揮発性成分の濃集のため酸性溶液ができ易いので，酸性変



第 4 図　蒸気卓越型地熱地帯の推定断面図 (WHITE et al, 1971，馬場健三訳，地熱，No. 27，pp. 20–30)



第５図　日本の主要地熱地帯における試錐地質柱状図（角，1970），1：中生代堆積岩，2：先新第三紀花崗岩，3：前・中期中新世火山岩，4：後期中新世堆積岩，5：鮮新世火山岩，6：第四紀火山岩，Ａ：アトサヌプリ，Ｂ：昭和新山，Ｃ：鹿部，Ｄ：松川，Ｅ：滝の上，Ｆ：八幡平，Ｇ：鬼首，Ｈ：鳴子，Ｉ：那須，Ｊ：大島，Ｋ：草津，Ｌ：熱川，Ｍ：箱根，Ｎ：大白川，Ｏ：別府，Ｐ：大岳，Ｑ：野天，Ｒ：岳の湯，Ｓ：霧島，Ｔ：指宿



第６図　板状堆積岩中の噴とう泉（秋田県小安の大噴湯．堆積岩は第三紀の三途川層）．正井義郎撮影



第７図　松川地熱地帯の酸性変質帯．この露頭は幅60m，縦75m で，石英と明ばん石とから成る。この場所に地表熱徴候は全くなく，写真のように植生もよく発達する．しかしここの地下約1200m 付近では約270°C が観測されている（中島・中村，1970）．正井義郎撮影

第1表　日本における60 °C以上の浴用熱水の構造区別産出量

地質構造区	$Q(10^6$ cal/min)	sp. $Q(10^{-6}$ cal/sec. $cm^2)$
VPH-1	0	0
VPH-2	7,700	5
Av-1	16,000	17
Av-2	6,900	267
Av-3	1,000	13
Av-4	11,300	53
Af-1	400	2
Af-2	0	0
計	42,300	

Q: 放熱量，sp. Q：単位面積あたりの放熱量，VPH-1：先アルプス造山帯（東北日本），VPH-2：同(西南日本)，Av-1：アルプス造山火山帯(東北日本)，Av-2：同(伊豆・マリアナ弧)，Av-3：同(山陰・北陸)，Av-4：同(九州)，Af-1：アルプス造山褶曲帯(東北日本日本海側)，Af-2：同(南部フォッサマグナ).

質帯（明ばん石・カオリン・パイロフィライトで特徴づけられる）が生成し易い。このような大規模酸性変質帯は，日本は非常に多いのである。面積2 km^2 以上のものを大規模酸性変質帯とするならば，昭和48，49年の全国地熱基礎調査の行われた20地域のうちでも，豊羽—定山渓，支笏—洞爺，駒が岳南部，八甲田，八幡平北部，栗駒北部，栗駒南部，吾妻北部，吾妻南部，白根南部，伊豆北部，伊豆南部および薩南の計13地域に上る(第2表)。このような大規模変質帯の中で深い試錐が行われた例は少ないので，今後蒸気型地熱地帯が発見される可能性は大きいと思われる。

IV. 高エンタルピー熱水

ここにいう高エンタルピー熱水とは減圧によるフラッシュ，低沸点流体を用いたバイナリーサイクルによつて発電可能な熱水をいう。フラッシュ法による場合の貯溜層温度の下限180°C，バイナリーサイクル法では，これは今後の技術開発の結果如何によると思われるが，かなり100°C に近ずくものと思われるので，このような温度以上の熱水をいう。そして，採取深度は1～2 km とする。

このような高エンタルピー熱水は，十分な熱と水との供給およびこれを貯溜し得る地質構造の存在，この3条件を満たす所に分布するようにみえる。このような条件は，地質学的には新期火山性構造盆地が最もふさわしい。ニュージーランド北島のロトルアータウポ地溝帯のワイラケイおよびブロードランドの熱水鉱床はその最も典型的な例である。日本では八幡平，栗駒，九重，鹿児島湾周辺などがこれにあたり，日本の第1級地熱地帯をようしている。

日本における高エンタルピー熱水資源の分布を概括的に予想するには温泉分布をみるのが最も手つとり早い。というのは温泉は熱流体そのものであるし，それに日本は世界最大の浴用利用国であるので行政サイドの統計調査が行きわたつており，未利用の熱徴候地は極めて少ないからである。

1975年に相ついで出版された日本温泉分布図第2版（角，1975a）および日本温泉鉱泉一覧（角，1975b）には全国の2237の温・鉱泉が記載されているので，上述の目的によく合致する。高エンタルピー熱水の賦存が予想される所を60°C 以上の熱水湧出地と仮定し，これを地質構造区別に放熱量を計算してみたのが第1表である。これによれば60°C 以上の熱水の88％は Av 地区即ちアルプス造山帯（中新世以降の造山帯）の火山帯から産出しているのである。また単位面積あたりでみても Av 地区は VPH または Af 地区に較べて1～2けた大きい値を示している。Av 地区は上に述べた新期火山構造性陥没帯そのものであり，ここが日本の主な熱水賦存地帯となつていることはうなずける所である。そして Av 地区の中はさら

に相対的に火山活動の弱い所と強い所，沈降の著しい所とそうでない所に分けられるので，これらの組合せによつて，顕著な火山構造性陥没帯が作られる。これが上に述べた八幡平，栗駒，九重，鹿児島湾などで１級の地熱地帯となつているのである。ただ伊豆のみは果して火山構造性陥没帯かどうかはわからない。火山性台地との意見もあつて今後の研究課題である。

このような考えに立てば蒸気および高エンタルピー熱水の探査地域の選定には次のような基準が適当と思われる(角，1975c)。

ア，まず調査の単位面積を50～100km² とする。

イ，各単位の中には噴気あるいは70°C 以上の熱水の流出点が少くとも１か所はあるものとする。

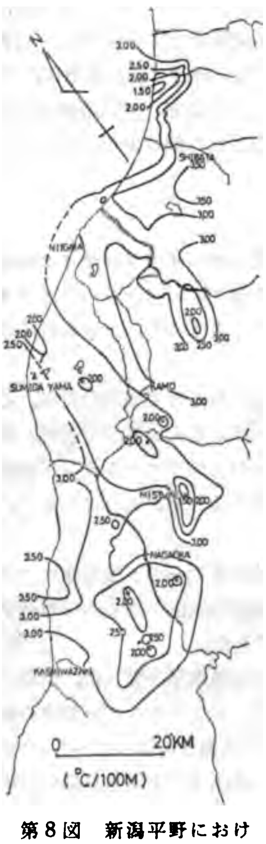
ウ，ただし各単位の中に１km² 以上の変質帯がある場合は熱水の温度は50°C 以上あればよいとする。

エ，区域は火山分布，熱徴候分布，陥没構造および地形を考慮して定める。

V. 堆積盆地の低エンタルピー熱水

地温上昇率は普通であるが，地下水を流動貯溜させるような透水性の大きい岩層が十分深い所に存在する場合にはそこに経済性のある地熱資源が生成されることになる。地質学的には堆積盆地といわれるところが，このような条件を具えている。

都市暖房用の熱水温度の下限を80°C，グリーンハウス用のそれを60°C とし，その程度の熱水を得るためには通常の地下増温率の3°C/100m では，井戸深度が2000m 以上でなければならず，日本のグリンタフ地域等でしばしばみられる4°C/100m でも，1500m 以上の深度が必要である。つまりこの種の熱資源の探査・開発には深井戸を掘らねばならないので，石油・天然ガス等燃料鉱床の探査に伴つて，この種の資源が発見されて来た。このことは，ヨーロッパ諸国，米国，日本すべて同様である。



第８図 新潟平野における地温勾配分布（乗富，1975)

日本での堆積盆地の熱水の利用は大部分が浴用，一部消雪であるため要求される温度はそれほど高くない。これまでにこの種の熱資源は濃尾平野，関東平野，新潟平野，新庄盆地，津軽平野，小川原湖，常盤炭田，苫小牧，天北等で知られている。

濃尾平野では佐藤（1973）によれば，熱水採取層は鮮新統の基底礫層から中新統の最上部であり，井戸の深度は1,000～2,000m で，地温上昇率は2°C 弱/100m である。多くの井戸は自噴し，最大自噴量は900l/min. であり，孔口水温は34～60°C である。

関東平野では佐藤（1973）によれば，井戸の深度は500～2,100m で，地温上昇率は2°C/100m，孔口水温は26～55°C である。

新潟平野では佐藤（1973）によれば，井戸の深度900～2,100m で，30～61.5°C の水が得られており，地温上昇率は2°C/100m 程度といわれる。乗富（1975）によれば新潟平野の地温上昇率は1.5°C/100m から35°C/100m の間を変化するが(第８図)，おおむね沈降盆の部分が小さい値を示し，基盤降起部が大きい値を示すようである。80°C の地温は１部のたとえば新津丘陵付近などを除けば大体2,000～2,300m の間で得られるようである。新潟平野で浴用に利用されている温泉で最も泉温の高い三条市の本成寺温泉も石油探査井(深度約2,600m)を活用したものといわれ，温度70°C，自噴量約200l/min. のものである。採取層は中新世の七谷層といわれる。

新庄盆地では佐藤（1973）によれば648～900m の井戸から39.4～48°C の温水を得ている。一方小川原湖あるいは津軽平野などでは1,000m クラ

スの温泉井が4～5°C/100m の地温上昇率を示しているが(佐藤, 1973), これは, 前述の油田・ガス田地帯のような厚い堆積盆地でないためかも知れない。北海道の苫小牧付近も比較的高い地温勾配を示す堆積盆である。これは苫小牧市付近から登別市にかけての延長約25km の太平洋沿岸である。福富ほか (1970) は昭和44年にここの虎杖浜・竹浦地域の59本の井戸を研究して, 湧出口での温度 (40～53.5°C) の温水が, 深度300―700m 付近の室蘭層 (鮮新世黒松内期) または幌別層 (中新世訓縫期) の割れ目中に胚胎していることを述べている。なおこれらの温泉井は湧出口における静止水頭が高いことが特徴で, それは8～10m で, 11.6m に達するものがあるといわれる。最近, この地域で, 1200～1500m のボーリングが盛んに掘削されているが, これらに関する平均的地温上昇率は100m につき4.5～4.9°C である。

常盤炭田は油田・ガス田ではないが, やはり, 堆積盆地型の熱水賦存地である。中村・安藤 (1953) によれば3×6km 位の地域に, 深さ200～700m の所に30～64°C の温水が胚胎している。貯溜層は基盤花崗岩にのる第三紀層下部であるという。中村・安藤 (1953) のデータを解析した酒井 (1955) は地温上昇率を100m あたり6.3°C としている。このような高い地温上昇率をみると, 熱水の循環系の存在が疑われるのであるが, 2,400cf/m というような大量の温水を絶えず排水する点からみて, これは堆積盆地型のカテゴリーに入るものとした方がよいと思われる。

最後に米国で注目されているような岩圧水型地熱資源が日本にもあるかどうかの問題であるが, 異常高圧自体は秋田・新潟油田で知られており (河井, 1973), その地域が褶曲地帯であることと相まつて, 日本でもメキシコ湾岸型の岩圧水型地熱資源が発見される可能性もあるわけである。

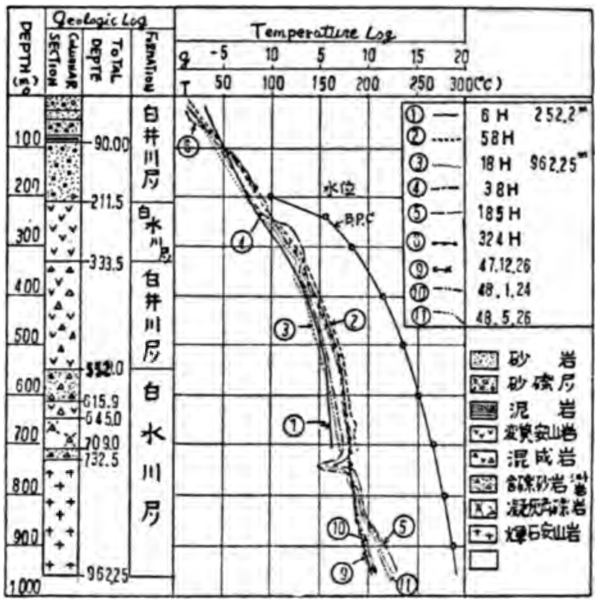
VI. 高温岩体

日本の地熱地帯は透水度の高い火山性地層から成り立つていることが多いので, 水の少ない高温岩体は少ない。基盤岩が結晶質岩 (主に花崗岩質岩) からなる高熱流量地域に高温岩体は生成されるのであり, このような地質学的条件をそなえたところは, 乗鞍火山帯北部, 大山火山帯, 阿蘇火山などである。土木工事によつて発見された黒部渓谷の阿曽原, 安房峠などの高熱岩盤は正にそれである。杉山 (1972) は日本の温泉に花崗岩体の隆起構造と成因的に関係するものがあると述べているが, そのような温泉が多いといわれる山陰・新潟にも高温岩体が期待されるかも知れない。

一方, 花崗岩質岩でなくても, 日本のグリンタフ地帯の古期火山岩の中に, しばしば高温岩体類似の高熱岩体が発見されている。豊羽, 湯田股, 葛根田などがその例である。

黒部渓谷の阿曽原谷と仙人谷の間に3本の高熱隧道があり, 昭和11―15年および昭和35―37年の水力発電用導水トンネルおよび軌道トンネルの工事中に遭遇したものである。昭和35―37年に掘さくされた新黒三導水トンネル延長1,273m のうち, 100°C 以上の高熱部が963m あり, 最高温度は175°C で, 全般的に乾燥しており, 乾燥している所ほど温度が高かつたといわれる (関西電力(株), 1965, 湯原, 1975)。地質は黒雲母花崗岩および閃緑岩から成るといわれるが, これは多分飛弾変成岩類を貫く白亜紀花崗岩類に属するものであろう。土木工事施工上の岩質等級分類によると, A級 (きわめて新鮮堅硬で, 亀裂節理が少なくよく密着している), B級 (新鮮堅硬で, 亀裂節理もほとんど密着している), C級 (堅硬であるが亀裂節理に粘土などが介在し, いくぶん開口状で変色している) およびD級 (風化を受けて軟弱となり, 粘土を多分に介在しあるいは大きい開口亀裂がある) に分けた場合, それぞれ区間延長にして36, 40, 22および2%を占めており (関西電力(株), 1965), ここの場所が熱流体の対流を許さないような緻密な岩相であることを示している。

豊羽は北海道の定山渓温泉の西方10km にある, 日本有数の銅鉱山である。地質は中新世の変質安山岩その火山砕屑岩, 貫入石英斑岩などから成つているが, 坑道あるいは探坑ボーリングの岩盤温度が異常に高い。石川 (1969) は−350m 地並までの温度分布は, 100m につき14°位の地下増温率になり, また高温度地帯と石英斑岩貫入体とは分布上関係が深いと述べている。深度150m の付近までの最高温度は181°C



第9図　豊羽鉱山における深度・温度曲線（竹内ほか，1975）

である。またくるみ沢で掘削された1000m ボーリングは孔底で約230°C に達している。坑内に湧出する温泉はおもに地表の川筋の下部に多く，乾いた高熱岩盤が多い。竹内ほか（1975）は地下の貯溜層から岩石のすき間を通つて熱水あるいは蒸気が拡散し，結果的に高温岩体におけると同じような熱伝導による地温分布を示していると解釈している（第9図）。いずれにしても日本では珍らしいタイプの地熱地帯であり，49年度からは国費による地熱調査も行われており，この地区が高温岩体型であるか，あるいは流体貯溜層の単なる帽岩であるか，いずれ明かになるであろう。

湯田股は秋田県後生掛温泉の南4km の湯田股川出口にあり，昭和34—35年の発電用水トンネル工事によつて発見されたもので，ここは鮮新世の玉川溶結凝灰岩の中に地窓状に緑色凝灰岩層とみられる堅硬ちみつな凝灰岩から成つている。加瀬田（1959）の記載する所によれば，坑口から218m 地点で95°C，230m 地点で123°C の岩盤温度が測定されたという。

VII.　火山熱

火山の噴火エネルギーは余りに巨大であり人工的制御は極めてむづかしい。しかし，その故に地熱エネルギー源の究極目標の一つともいえるのである。

日本で火山熱利用が考えられ調査研究が行われたのは，大島，昭和新山，矢筈山，硫黄島などである。大島（伊豆）では1957年に藤田観光（株）によつて大島地質調査委員会が設立され大島の地熱調査が行われたが，これは活火山である三原山の熱利用が究極目標であつた。1958—62年にはカルデラ内で130—370 m の5本のボーリングが行われたが，いずれも孔内に70～80°C の温泉水の存在を認めたにとどまつた。水位は200～300m の所にあり，またこれとて宙水の可能性のあるものである。

昭和新山はよく知られているように1943年から1945年にかけて新生したものであるが，これについては多数の地質学，地球物理学，地球化学上の調査が行われた（根本・早川ほか，1957など）。1966年にはマグマの通路であつたとみられる南方1km の地点に375m の構造試錐が行われた。しかし予想に反し孔底温度20°C を得ただけで，これは有珠山からの浅層伏流水のためであろうと解釈された（早川ほか，1967）。

矢筈山は伊豆半島天城火山の側火山の石英安山岩ドームで，約2,830年前から870年前の間に生成された

ものである。静岡県庁（鮫島ほか，1967）の基礎調査に基づいて，1974年に東京電力により構造試錐が行われたが，孔底（77m）で12.5°C を得たのみであつた。これも山体を流下する浅層地下水の強い影響によるものとみられるのである。

湯原（1974）は新しい活火山に温泉を伴なうことが少ないのは，その水文学的特徴にあると考えた。すなわち浸蝕の進まない火山の成層構造が，水の地下への滲透を妨げており，深部の高温部が乾いた状態になつていると考えられ，このような熱は水の人工注入によつて回収できるものとした。この考えによる調査研究が，工業技術院のサンシャイン計画の一環として1974年から硫黄島（鹿児島県）で始められている。

VIII. 日本における地熱資源評価

以上，日本において利用可能なあるいは将来利用可能となるであろう地熱資源の種類・性質・分布などについて述べて来たが，資源論の立場からすれば，それらが何 cal あり，あるいは何 kWh に当るかという定量的資源評価こそが究極の目的でなければならない。その結果が日本の長期的エネルギー需給計画に反映されてゆくことになる。

地熱資源の評価技術は世界的にみても未だ初歩的段階にあり，問題が多いのであるが，現在までに日本で行われた評価結果を紹介してみることにする。

日本での地熱資源評価はこれまでに4回行われている。それらを実施年代によつて，1957年評価，1970年評価，1974年評価および1976年評価と呼ぶことにする。

1957年評価は地質調査所がその昭和20年代の全国的な地熱地概査の結果をもとに行なつたもので，日本鉱産誌VI-a，39ページに述べられている（地質調査所，1957）。この評価は全国の主要地熱地13地域の面積，生産井間隔，蒸気生産量，および発電量から算出したものである。13地域とはアトサヌプリ，登別，恐山，八幡平，荒雄岳，白根，箱根，立山，別府，大岳，雲仙，阿蘇および霧島であり，総面積6 km² となる。面積算定の基礎は多孔質珪化変質帯が主であるようである。生産井間隔および蒸気生産量は1948—1951年の工業技術庁の別府における試験結果（原田ほか，1952）をもとに，それぞれ40m および10t/hr とする。もつともこの場合別府での実績は40m, 2t/hr であるが，これは深度100m, 口径3インチであるので，深度300m，口径8インチとすれば10t/hr は期待できるだろうとしている。発電量は別府では 2t/hr. につき100kW であるが，ラルデレロでは 1t/hr につき100kW であるのでこの値を採用している。これらの前提に立ち総計400万 kW という数字が算出されている。

1970年評価は昭和43および44年度に日本地熱調査会の地熱資源委員会（佐藤光之助委員長）によつて行われたもので同調査会発行の地熱別冊 No. 3「日本の地熱資源」（地熱調査会，1970）の中にその結果が述べられている。1957年評価以後，1966年には松川，翌1967年には大岳のそれぞれ商業的発電が成功し評価のための基礎データの確実性が増大するとともに，評価作業そのものへの要望が高まつたために実施されたものである。

1970年評価においては8の方法が提案されているが，これを便宜的に分類してみると（A）マグマ溜の残存熱量法，（B）自然放熱量法，（C）地熱地域面積法および（D）地下包蔵水量法となる。

マグマ溜の残存熱量法は日本の新期火山の地下のマグマ溜に残存している熱量を理論的に計算して，これから発電容量を計算するものである。これは日本の第四紀火山200が過去10年の間に平均的に誕生したものとして，500年毎に1つずつマグマ溜が生成したものとする。マグマ溜は半径5 km，厚さ5 km の円筒形で深さ10km の所にあり，生成当時は1,200°C，7万年後には900°C となつて固結するものとする。この前提に立つて，現在の残存熱量6.15×10^{21}cal を出し，この熱量を5,000年間に12%の熱効率で発電に利用するとすると2,000万 kW となる。

自然放熱量法は地熱地域で温泉・噴気などの形で自然に発散している熱量を評価のめやすにするものである。北海道での研究によると，411の温泉から6.3×10^{6}cal/min が放出されているので，日本全体10,578

の温泉からは，比例計算によつて16×10^{10}cal/min の放熱があると推定される。これをそのまま電力に換算すると400万 kW となる。次にすでに地熱発電が行われている地域で，熱採取量が開発前の自然放熱量の何倍にあたるかをみると，ワイラケイ・アイスランドなどで４～５倍，ラルデレロで10倍，松川で30倍，ガイザーで170倍となり，平均数10倍がみこまれる。したがつて上記400万 kW の数10倍の１億 kW は日本の発電容量を示す１つのめやすとなる。

地熱地域面積法は既開発の松川と大岳において単位面積あたりの発電量を求めこれと開発可能面積との積によつて総発電可能量を求めようとするものである。松川では顕著な変質帯（明ばん石およびカオリン帯）2.1km² を開発可能面積とすると，現在0.35km² の開発区域から20,000kW の発電をしている，すなわち１km² あたり57,000kW の発電となり，全部では120,000kW の発電がみこまれることとなる。大岳では電気探査の結果有望な194ha に地形条件を考えその60—70%の1.3km² を開発可能面積とする。大岳の平均的生産井間隔は150m であるから，1.3km² は65本の掘削ができる。現在の生産井１本の平均出力は3,000kW であるから，3,000kW×65≒180,000kW の出力がみこまれる。これは単位面積１km² あたり138,000kW となる。

地下包蔵水量法は熱量とは独立に熱の運搬媒体である水の包蔵量から評価しようとするものである。この方法には現在地下に埋蔵されている熱水を採取するという静的な考え方に立つ化石水量法と，地表から浸透する水の量だけを採取するという動的な考え方に立つ循環水量法との２つに分けられる。

化石水量法は日本の地熱地帯の面積を26,000km² と見積り，深さ1.5km²，すなわち39,000km³ の貯溜層が10%の孔隙率をもつものとして，包蔵水量は3.8×10^{12}トンとなる。１万 kW の発電には100t/hr (8.8×10^{5}t/yr) の蒸気が必要なので，上記の包蔵水を1000年で消費するとすれば，$(3.8\times10^{12})\div(8.8\times10^{5}\times10^{3})\fallingdotseq4000$，すなわち4000万 kW の発電容量がみこまれることになる。

循環水量法は，世界の地熱地帯の湧出水量は全降雨量の10～33%であるという事実にもとずき，上述の26,000km² の年間降雨量を1,600mm として，その10%を取得可能量とすると，それは4×10^{9}tl/yr となる。この水がすべて蒸気であり100t/hr で１万 kW 発電が可能のものであるとすれば，発電可能量は4000万kW となる。

循環水量法による取得可能量4×10^{9}t/yr は化石水量法による包蔵水量3.8×10^{12}トンの約1000分の１に相当する。このことは循環水量法による毎年の取得量4×10^{9}トンは浸透してから熱交換して湧出するまでの時間が1,000年であつてよいことになる。

1974年評価は，1973年に始まつた世界的なエネルギー危機に対処する為に通商産業省が発足させた新エネルギー技術研究開発計画（いわゆるサンシャイン計画）の内容を審議した産業技術審議会エネルギー技術特別部会地熱分科会の報告（同部会，1974）に現われたものである。この評価の特徴は新しい採取・利用技術の開発によつて利用可能になるとみられる低温熱水，超深度熱流体，高温岩体および火山を評価の対象として注目したことにある。在来技術によつて採取可能の資源すなわち天然蒸気（水まじり蒸気も含む）の資源評価は上述の1970年評価の結果をほぼそのまま踏襲し，5,000万～１億 kW と推定している。熱水発電は１万 kW の発電に必要な蒸気100t/hr の３倍のものが産出するとし，１gr の水から40cal を抽出し，10%の効率で発電するとして，天然蒸気発電の約 1/8 の発電が出来ることになる。現実には天然蒸気を伴わない熱水地域も存在するから，それは前者の３倍はあるとして，上記の 1/8 の数字は 1/8（３＋１）となつて 1/2 となる。超深度地熱資源は現在の開発対象1.5km を２倍以上とし，したがつてこの量は在来型地熱資源とほぼ同程度の量とする。火山エネルギーについては新発電方式総合調査委員会火山発電分科会の試算2000万kW を採用している。高温岩体については，わが国における試算例はないとしながらも，アメリカの Jemez Mountains の試算例を参考として１億 kW 程度と見積つた。以上の天然蒸気，低温熱水，超深度熱流体，高温岩体および火山による資源埋蔵量をそれぞれ，１億，5,000万，１億，１億および2,000万kW とすると合計３億7,000万kW となる。

第2表　変質帯調査結果による地熱埋蔵量の暫定的評価

地域名	変質帯面積(km²)	推定包蔵量(10³km)	パイルフィライトの有無
駒が岳北部	0.7	42	
栗駒北部	8.2	492	○
吾妻北部	213.0	2,780	○
伊豆南部	3.5	210	○
薩南	7.2	432	○
豊羽・定山渓	7.6	456	
支笏・洞爺	7.7	462	
駒が岳南部	2.3	138	
八甲田	2.3	138	
八幡平北部	4.8	288	○
栗駒南部	4.9	294	○
肘折	0.9	54	
吾妻南部	9.6	576	○
白根南部	5.5	330	
焼岳	0.1	6	○
伊豆北部	4.7	282	○
阿蘇	1.1	66	
霧島	3.1	186	
計	87.2	5,232	

1976年評価は1973年から1975年にかけての3年計画で地質調査所が実施した全国地熱基礎調査の結果を総合して行われるものである。ここでは1973—1974の2年間の結果から試算された暫定評価の結果を述べておく。この作業は放熱量調査と変質帯調査との結果に基ずいて行われている（地質調査所，印刷中および Geological Survey of Japan, in press)。放熱量調査による評価は1970年評価における自然放熱量法によるもので，調査ずみ16地域の自然放熱量合計が1.5×10⁶cal/sec（9×10⁶cal/min）となり，これは60万 kW に相当するから，これに20をかけると1,200万 kW となる，これから30地域分を比例計算で求めると2,300万 kW となる。変質帯調査による評価は1970年評価における地熱地域面積法によるもので調査ずみ18地域の変質帯総面積 87.2km² に松川の係数6万 kW/km² をかければ520万 kW となり(第2表)，30地域分を比例計算で求めれば870万 kW となる。ただし係数に松川のものでなく大岳の14万 kW/km² を用いれば870万 kW は2,000万 kW に増大する。1976年評価の結果は従来の評価結果と本質的に異なるものではないが，その特徴とするところは，その基礎データが，各地熱地域のデータの積み上げであることにあるのであつて，今後の最終総括がまたれるのである。

IX. 諸外国との比較

以上日本の地熱資源として考慮に値する，過熱蒸気，高エンタルピー熱水，堆積盆地の低エンタルピー熱水，高温岩体および火山熱について考察して来たが，これら5種の資源は大なり小なり，すべての国が保有しているものといえる。しかしこれらの賦存状態は上述の通り，地質構造上の特徴に支配されるので，その国の地質構造に応じた探査順位が決められなければならない。米国でたとえば高温岩体の研究が始まつたからといつて，日本でも直ちに高温岩体の地下破砕技術に巨額の研究投資する必要があるかどうか，あるいはこれと別の超深度熱水の探査が優先されるべきかも知れないのである。このような点から，諸外国と比較しての日本の地熱資源のありかたの特徴をつかんでおく必要があると思われるのである。

先ず日本の大きな特徴は火山が多いことである。世界の活火山は今のところ合計829とされているが(KATSUI, 1971) その中の実に76が，百分率にして9.2%のものが日本にある。日本の国土の面積は世界の0.27%であるから，活火山分布密度は世界の平均の34倍となる。世界に均等に分布すれば日本にはわずか2つの活火山が割当てられるにすぎないのである。さらにその上に，休火山，死火山，さらに火山の原形を失なつた火山岩の量が非常に多い。このことから，日本は火山活動に関連する地熱資源に最も重点がおかれる必要があろう。すなわち環太平洋地域，大西洋中央海嶺地域，地中海，東部アフリカ大地溝帯などの火山帯と共通であり，過熱蒸気，高エンタルピー熱水等の高温性の資源が多い。この点で，堆積盆地の低エンタルピー熱水資源を主とするヨーロッパ大陸地域，米国メキシコ湾岸地方などと異なつている。

次に同じ火山帯の中でも基盤岩が多孔質岩か結晶質岩か，あるいは板状堆積岩かが，水の透水性と関連して大きな問題となる。日本は前述のように新第三紀および第四紀の火山性地層の厚さが著しく厚い。これらの地層は比較的透水性が高いらしく，このため熱と水との豊富な供給によつて高エンタルピー熱水が多く期待されるであろう。日本，アイスランド，ニュージーランド，南イタリーなどがこのような地域であると思われる。結晶質岩これは主として花崗岩質岩であるが，これが主たる基盤の所は，たとえば米国の大盆地地域などは，水の滲透が良くないために高温岩体が期待されることになる。興味あるのは第3の岩石即ち板状堆積岩であり，これは中程度の水供給を結果するのかどうか，とにかく，この岩石を貯溜層にもつイタリーのラルデレロ，米国のガイサーズが共に過熱蒸気帯となつていることは偶然以上のものが感ぜられるのである。日本の代表的な過熱蒸気帯である松川も同じく板状堆積岩を貯溜層としているのである。

第3に火山岩の化学成分の問題がある。日本の第四紀火山は中性の安山岩質のものが多く，それの下位の鮮新世の火山岩は珪長質の流紋岩・石英安山岩が多い。アイスランドやハワイのような大洋性火山では苦鉄質の玄武岩が主である。そして米国やニュージーランドでは珪長質岩が多い。火山岩の化学成分は，マグマの発生場所の深度，マグマ溜の様態・深度（マグマの粘性のちがいに関連して）に大きい影響を与えるであろう。この問題はこれまで研究例はないが，今後注目して行かねばならないと思われる。

第4の問題は日本には酸生の熱流体が非常に多い点である。酸性熱水は成因上，食塩泉（中性ないし弱アルカリ性）から揮発性成分が分離し，これが浅層の地下水と混合して生成されることが多い。つまり天然蒸気帯を特徴づけるものである。しかも日本では1km 以上も深い所から酸性熱水を産する例が松川，鬼首，八丁原等にあり，このようなことは台湾北部などのほかは世界的にも稀である。深部で天然蒸気帯が生成すれば，これは過熱蒸気となる可能性が大きい。深部の酸性条件下で生成されるパイロフイライトが発見されるのは世界でも日本だけである。この事は日本で今後より深部において過熱蒸気帯が発見される可能性が大きいことを物語つているといえよう。

X. 結　言

以上日本の地熱資源について，その性質および分布について述べたが，これを要約すれば次のようになる。

日本には過熱蒸気，高エンタルピー熱水，非火山性堆積盆の低エンタルピー熱水，高温岩体および火山熱の5種類の地熱資源があり，それぞれに希望がもたれる。

現在商業的発電に実用化段階に入つているのは，上記のうちで過熱蒸気と高エンタルピー熱水の深度1～1.5km までのもので，この範囲での日本での発電量は少くとも数1000万kW は見込まれる。

今後，日本の地熱資源の探査の目標は，過熱蒸気および高エンタルピー熱水の賦存地域であるアルプス造山の火山帯の深部におくべきである。この地帯での地熱井は結晶質基盤岩に達していないものが多く，それに到達するまでに期待される板状堆積岩に注目する必要がある。

非火山性堆積盆の低エンタルピー熱水，火山熱および高温岩体も同時に研究してゆかねばならない。中でも日本が火山国である関係から火山熱の利用研究が効果的と思われる。

文　献

馬場健三 (1972)：新しい地熱発電の可能性．地質ニュース，No. 214, pp. 16–18.

BLAKWELL, D. D. and BAAG, C. G. (1973) : Heat flow in a "Blind" Geothermal area near Marysville, Montana. Geophysics, Vol. 38, No. 5, pp. 941–956.

地質調査所 (1957)：日本鉱産誌，VI-a,

地質調査所 (印刷中)：日本の地熱資源埋蔵量．

福富孝治ほか (1970)：北海道白老町虎杖浜・竹浦地域の温泉調査報告．北大地球物理研究報告，No. 24, pp. 27–56.

古本　定 (1975)：ハワイ島の地熱調査．地熱，Vol. 12, No. 4, pp. 29–36.

Geological Survey of Japan (in press) : Proceedings of the United States-Japan Geological Surveys panel discussions on the assessment of geothermal resources, Tokyo, Japan, October 27, 1975.

早川正己・中村久由・佐藤博之 (1967)：昭和新山地熱探査状況と濁川予定地の地質 (要旨)．地熱，No. 13, pp. 27–28.

石川俊夫 (1969)：北海道豊羽鉱山の地熱．地熱，No. 22, pp. 17–28.

JONES, P. H. (1970) : Geothermal resources of the Northern Gulf of Mexico basin. Geothermics, special issue 2, Vol. 2, part 1, p. 14–26.

関西電力(株) (1965)：新黒部川第3 P/S 工事誌．

加瀬田英男 (1959)：小和瀬発電所建設工事における高熱隧道．発電水力，No. 52, pp. 51–57.

KATSUI, Y., ed. (1971) : List of the world active volcanoes. Special issue of Bulltin of Volcanic Aruptions.

河井興三 (1973)：油田地帯の異常高圧．海洋科学，Vol. 5, No. 7, pp. 469–476.

工業技術院 (1975)：サンシャイン計画ニュース，工業技術，Vol., 16, No. 9, pp. 7–46.

近藤信興・安藤　武 (1953)：天然蒸気の研究(そのⅠ)．地学雑誌，Vol. 62, No. 2, pp. 51–58.

近藤信興 (1954)：蒸気帯の形状について—天然蒸気の研究，そのⅡ—．地学雑誌，Vol. 63, No. 4, pp. 201–208.

近藤信興 (1956)：蒸気帯の形状について—天然蒸気の研究，そのⅢ—．地学雑誌，Vol. 65, No. 3, pp. 111–117.

中村久由・安藤　武 (1953)：常磐炭田坑内温泉水について．地質調査所月報，Vol. 4, pp. 355–382.

中村久由 (1974)：地熱資源概論．鉱山地質，Vol. 24, pp. 93–97.

根本忠寛・早川正己・高橋　清・小穴進也 (1957)：昭和新山地熱地帯の火山地質および地球物理，地球化学的研究．地質調査所報告，No. 170, pp. 1–170.

日本地熱調査会 (1970)：日本の地熱資源．地熱，別刷，No. 3, pp. 1–198.

乗富一雄 (1975)：秋田および新潟平野部における地下温度勾配と地下構造．地熱，Vol. 12, No. 3, pp. 45–57.

OHGUCHI, T., NORITOMI, K. and INOUE, T. (1970) : On the geothermal gradient in Akita Prefecture, Northeast Honshu, Japan. Journal of the Mining College of Akita University, Ser. A, Vol. IV, No. 4, pp. 19–34.

REX, R. W. (1972) : Geothermal energy in the United States, March, 1972 : Galifornia University Riverside, Education Research Service, Inst. Geophysics and Planetary Physics Cont. pp. 72–94.

酒井軍治郎 (1955)：常磐炭砿坑内水の滲透補給について．坑内水対策研究会報，第2輯，pp. 70–81.

鮫島輝彦・岩橋　徹・黒田　直 (1967)：伊豆半島の地熱開発に関する基礎調査報告書．静岡県，88p.

産業技術審議会エネルギー技術特別部会 (1974)：新エネルギー技術開発の進め方について (分科会報告)，pp. 1–410.

佐藤幸二 (1973)："非火山性" 温泉に関する研究．温泉科学，Vol. 24, No. 2, pp. 55–64.

杉山隆二 (1972)：地熱と温泉．地熱，Vol. 9, No. 3, pp. 56–59.

角　清愛 (1970)：松川地熱地帯の変質帯．地質ニュース，No. 189, pp. 16–24.

角　清愛 (1970)：地熱活動の場としての日本の地質構造上の特色．地熱別刷，No. 3，日本の地熱資源，

pp. 5-16, 日本地熱調査会.
角　清愛 (1975a)：日本温泉分布図(第2版), 200万分の1地質編集図, No. 8, 地質調査所.
角　清愛 (1975b)：日本温泉・鉱泉一覧, pp. 1-134, 地質調査所.
角　清愛 (1975c)：地熱探査における地質学の役割. 日本鉱業会昭和50年度秋季大会記事, G-4, pp. 1-5.
角　清愛 (投稿中)：日本における温泉放熱量分布とアルプス造山帯との関係. 地質調査所月報.
竹内正勝・広沢経夫・早川正己 (1975)：豊羽地熱地帯の地下温度分布. 火山, Ser. 2, Vol. 20, No. 1, pp. 13-29.
湯原浩三 (1973)：地殻熱流量におよぼす熱水系の影響. 火山, Ser. 2, Vol. 18, pp. 129-141.
湯原浩三 (1974)：地熱地域を持たない火山の地形学的・水文学的特徴と, その潜在熱エネルギーを利用するための人工熱水系. 地熱, Vol. 11, No. 3, pp. 31-39.
湯原浩三 (1975)：黒三トンネル内高温岩体の予備観測(要旨). 地熱, Vol. 12, No. 2, pp. 47.
WHITE, D. E., MUFFLER, L.J.P. and TRUESDELL, A. H. (1971)：Vapordominated hydrothermal systems compared with hot-water systems: Economic Geology. Vol. 66, No. 1, pp. 75-97.
中島洋二・中村昭一 (1970)：松川7号井の掘さくについて. 地熱, No. 25, pp. 11-21.

(1976年2月23日受理)

地学雑誌 85, 4 (1976)

日本における地熱探査

馬 場 健 三*

Geothermal Exploration in Japan

Kenzo BABA

Abstract

The Geological Survey of Japan started to carry out the basic geothermal survery at the beginning of 1973 FY. In that survey, the selected thirty geothermal areas shown in the figure 1 are being surveyed by geological, geophysical, and geochemical methods to develop geothermal exploitation at each area. This is the first systematic project conducted by the Government for geothermal exploration in Japan.

In each area, hydrothermally altered zones are mapped and the measurement of natural heat discharge including shallow temperature survey is done. Geophysical prospecting (electric and gravimetric methods) and geological mapping are applied at some of them. Collecting chemical data of hot spring is also done at the most of places.

The results of these exploration work are utilized to decide the sites for the proceeding drilling. At each area, a few wells of about five hundred meters depth are drilled by the government to know the underground geothermal structure. This drilling project started in 1974 FY.

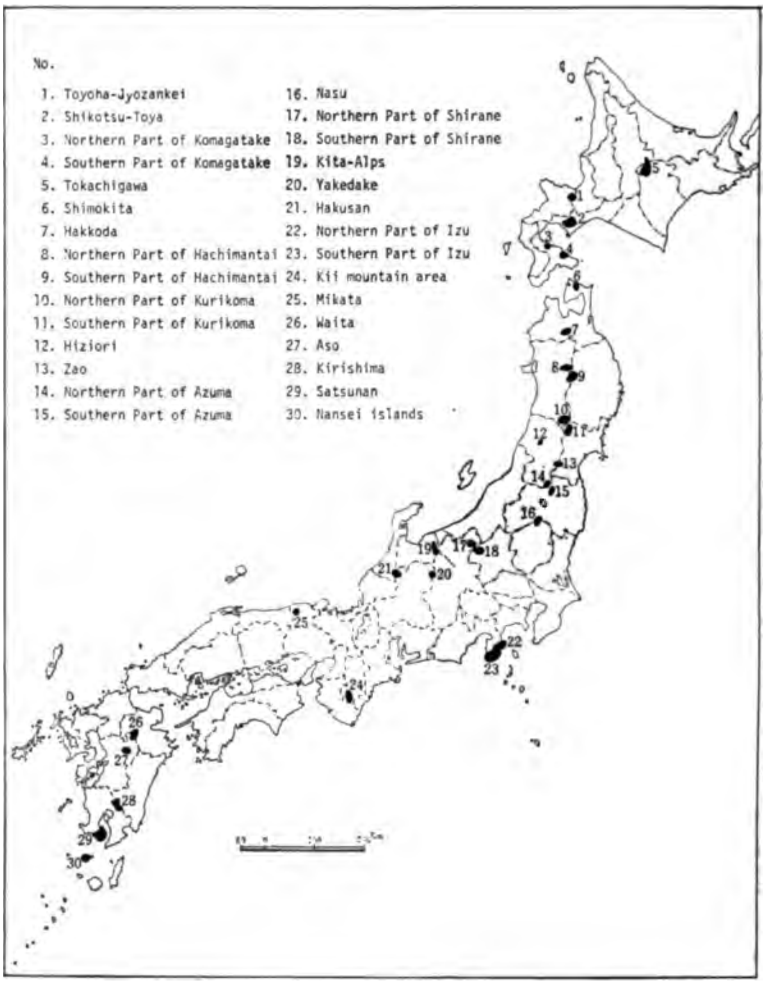
At some geothermal areas in foreign countries, using geophysical techniques the successful results were reported. However, generally speaking, the technique of geothermal exploration is not well developed. Recently, the Geological Survey is concentrated also to develop exploration technique.

I. はじめに

地熱のエネルギー資源としての役割が最近見直されつつある。これは内外に共通する傾向で，我国でも政府による開発促進の施策がとられつつある。探査活動も盛んになっている。我国の地熱発電の沿革は古く大正の時代にさかのぼることができる。また地熱探査の歴史もそれに伴い古くさかのぼることができる。地熱の全国調査としては1947年工業技術庁（工業技術院の前身）が着手した地熱発電の研究の際のものが最初といえよう。我国の地熱発電の沿革，探査の歴史などと共にこの研究成果は同庁の報告書[1]に詳述されてある。その後地質調査所で続けられた日本各地の地熱調査の結果は同所発行の日本鉱産誌[2]にまとめられてある。これは地熱地の分布と大略の規模をまとめたもので，本邦の地熱発電可能量約400万kWの推定が行われた。

ここでいう探査を対象地域における地熱蒸気生産井の掘削地点の選定のための各種調査とすれば，本格的探査活動の開始はさらに最近のことといえる。

* 地質調査所地殻熱部 Geothermal Research Department, Geological Survey of Japan



第1図　地質調査所により調査された30地域位置図（昭48～50）

なお我国においては周知のように，温泉水の浴用利用という形で古くから地熱利用がなされている。しかし地熱発電はなんといつても地熱利用の上からは画期的なことであり，今日の地熱開発促進の大きなねらいもそこにある。従つて本文では地熱探査を発電を主目的とした地熱の探査として扱う。

さて地質調査所ではその後も地熱についての調査を行つて来たが殊に昭和48年度から3ケ年計画として大々的に全国的規模の地熱探査を行っている。現在進行中のものであるがその現況を中心に探査活動を本文にのべ大方の参考に供したい。

地熱探査技術の研究は現在内外の関連科学・技術者の関心をよんでいる。我国においても工業技術院が昭和49年度から開始した大型の研究プロジェクトであるサンシャイン計画の地熱部門の主要研究テーマの一つになつている。なおサンシャイン計画とは地熱をはじめ太陽熱・石炭のガス化・水素ガスなどの利用の技術の開発をねらいとした新種エネルギー利用技術の開発計画であり，現在通産省の主要なプロジェクトの一つとなつているものである。

本文では上述の昭和48年度より開始された我国におけるいわば最初の全国的地熱探査計画といえる地質

第1表　地域名と各年度毎の調査項目

番号	地域名	20万地形図名	所在地	48年度	49年度	50年度
1	豊羽定山渓	札幌	札幌市		放熱量・変質帯・地化学・電気	
2	支笏洞爺	苫小牧・室蘭	北海道有珠郡		放熱量・変質帯・地化学・電気	
3	駒ケ岳北部	室蘭	北海道茅部郡	放熱量・変質帯・地化学・地震		
4	〃 南部	函館	〃		放熱量・変質帯・地化学・重力	
5	十勝川上流	旭川	北海道上川郡			放熱量・変質帯・重力・地化学
6	下北	函館・尻屋崎・野辺地・青森	青森県下北郡			放熱量・変質帯・重力・地化学
7	八甲田	青森・弘前	青森県青森市十和田市		放熱量・変質帯・地化学・電気	
8	八幡平北部	秋田	秋田県鹿角市		放熱量・変質帯・地化学・電気	
9	〃 南部	〃	秋田県仙北郡			放熱量・変質帯・電気・地化学・写真地質
10	栗駒北部	新庄	秋田県雄勝郡湯沢市	放熱量・変質帯・地化学・重力・地質		
11	〃 南部	〃	宮城県玉造郡		放熱量・変質帯・地化学・重力	
12	肘折	仙台	山形県最上郡		放熱量・変質帯・地化学・電気	
13	蔵王	〃	宮城県刈田郡，山形市			放熱量・変質帯・重力・地化学
14	吾妻北部	福島	山形県米沢市	放熱量・変質帯		
15	〃 南部	〃	福島県福島市		放熱量・変質帯・地化学・重力	
16	那須	日光・白河	栃木県黒磯市那須町			放熱量・変質帯・重力・地化学・写真地質
17	白根北部	長野・高田	長野県下高井郡			放熱量・変質帯・重力・地化学・写真地質
18	〃 南部	〃	群馬県吾妻郡		放熱量・変質帯・写真地質・地化学・重力	
19	北アルプス	富山・高山	富山県下新川郡			放熱量・変質帯・地質・地化学
20	焼岳	高山	長野県南安曇郡岐阜県吉城郡		放熱量・変質帯・地質・地化学	
21	白山	金沢	石川県石川郡			放熱量・変質帯・地化学
22	伊豆北部	静岡・横須賀	静岡県伊東市賀茂郡		放熱量・変質帯・写真地質・地化学・重力	
23	〃 南部	静岡・横須賀・御前崎	静岡県賀茂郡下田市	変質帯・地化学・重力		

第1表 のつづき

番号	地域名	20万地形図名	所在地	48年度	49年度	50年度
24	紀伊山地	田辺	和歌山県東牟婁郡		放熱量・変質帯・地質・地化学・重力	
25	美方周辺	鳥取	兵庫県美方郡 鳥取県気高郡		放熱量・変質帯・地質・地化学	
26	湧蓋	大分	大分県玖珠郡			放熱量・変質帯・電気・地化学・写真地質
27	阿蘇	〃	熊本県阿蘇郡		放熱量・変質帯・地質・地化学・重力	
28	霧島	鹿児島	鹿児島県姶良郡 宮崎県えびの市		放熱量・地化学・重力	
29	薩南	開聞岳	鹿児島県指宿市揖宿郡	放熱量・変質帯・写真地質・地化学		
30	南西諸島		鹿児島県三島村			放熱量・変質帯・重力

表中「20万地形図名」は地域が含まれる20万分の1地形図名である．調査項目中　放熱量・地質・変質帯・写真地質・地化学はその各調査の意味であり，重力・電気・地震はその各探査を意味する．

調査所の全国地熱基礎調査の概要を紹介する。次に最近我国で行なわれている探査法の研究の現況の紹介を試みることにする。

II．全国地熱基礎調査について

地質調査所では全国地熱基礎調査として昭和48年度より3ヶ年計画で，全国的地熱探査を行つて来ている。この計画は全国よりえらばれた30地域について基礎的地熱調査を行い，本邦における地熱の開発の発展に資することをねらつたものである。この計画は従来のエネルギー資源，殊に石油についての供給量および価格に対する最近の危機感に対応すべき施策であり新エネルギー資源の開発の一環として行政上の重要施策とされたものである。

第1図にえらばれた30地域の場所をしめした。また第1表として各地域で行われた調査項目を示した。30地域の選定は地熱の地表徴候が活発なところを含む地域であること，30地域をなるべく全国的にかたまらないように選ぶという考えでなされたものである。

調査の方法としては，第1表中にあるように自然放熱量調査，変質帯調査，地質調査，地化学調査，写真地質（赤外線地質）調査，および物理探査がある。物理探査の方法としては主に電気探査および重力探査が用いられた。以下にこれらの各調査法について概略の説明を行う。

地下に熱的異常がないところでは大略1HFU の地殻熱流量があることはよく知られている。しかし異常熱源が存在する地熱地では熱流量の値は，1HFU をはるかに上まわるのが普通である。また温泉湧出や噴気の形で熱伝導によるものをはるかに上まわる熱が地表上に運び出されている。このような異常な自然放熱量を定量的に観測し，地熱の規模の推定，さらには地熱探査上役立てることをねらうものが自然放熱量調査である。自然放熱量についての知識を地下熱構造と結びつける試みは例えば箱根大涌谷について，湯原(1968)[8] の報告がある。自熱放熱量の測定にあたつて，一定深度の地温調査，または地温勾配調査を行い，これはまた地下異常熱源のいわば直接探査の役わりを果す。地熱地における温泉湧出については孔井によるものが主なものであるところも多い。現在我々の行つている測定ではこれらもすべて地域からの放熱量として扱つている。日本の主要な地熱地からの放熱量は福富・湯原らによつてこれまでいくつかの

第2表　日本の温泉地からの放熱量(その1)文献[4]より引用

地域名	面積 Akm²	基準温度 °C	放熱量 温泉による Q_1 : 10^6 cal/sec	噴気による Q_2 : 10^6 cal/sel	熱伝導による Q_3 : 10^6 cal/sec	蒸発による Q_4 : 10^6 cal/sec	計 Q : 10^6 cal/sec	熱階級
アトサヌプリ	0.9	10	0	5.8	2.0	0	7.8	V
川湯	2	10	6.1	0	2.8	0	8.8	V
層雲峡	0.8	7.1	1.4	0	0.5	0	1.9	IV
勇駒別			2.0	0	—	0.8	2.8	IV
定山渓	0.6	10.5	9.7	0	0.3	0	10.0	V
登別三湯沼	0.07		5.4	0	5.3	8.6	19.3	VI
登別地獄谷	0.1		8.2		3.0	—	11.2	V
洞爺湖	1.04		2.0	0	0.2	—	2.2	IV
昭和新山	(0.1)	—	—	(3)	—	0	(3)	IV
ニセコ湯本	0.06		4.5	0	0.2	—	4.7	IV
濁川	3.6	10	0.8	0	2.3	0	3.0	IV
鹿部	0.3	10	0.9	0	0.1	0	1.0	III
湯の川	0.5		3.7	0	0.3	0	4.0	IV
玉川	0.1	0	15.2		—	—	15.2	V
松川	0.2	0	(1)	(32)	—	—	(33)	VI
赤湯	0.8	12	0.6	0	0.8	—	1.4	III
常盤炭田	45.	0	51.0	0	—	0	51.0	VI
草津		0	24.4	0	—	0	24.4	VI
箱根大涌谷	0.06	0	1.0	3.8	0.02	0	4.8	IV
強羅	0.6	0	2.7	0	—	0	2.7	IV
熱海	3.	0	22.0	0	—	0	22.0	VI
伊東	4.	0	32.3	0	—	0	32.3	VI
上諏訪	1.	0	8.2	0	—	0	8.2	V
白浜	2.	0	(18.2)	0	—	0	(18.2)	VI
別府	7.	0	20	17.3	—	—	37.3	VI
大岳	0.1	0	18.7	25.9	—	—	44.6	VI
雲仙		0	0.3				0.3	(II)
小浜	1.5	0	52.4		—	—	52.4	VI
硫黄島	9.	0	19.1	38.1	—	12.7	63.6	VIII

地域で行われており，その結果はたとえば湯原(1969)[4]のまとめた表がある。第2表には湯原の表を第3表には新たに今回我々の行つた調査結果よりえられた数値をまとめたものを掲げた。

地熱地の地熱現象をあらわす示標として放熱量を扱うことができる。そしてまたそれは包蔵地熱資源量の大きさを比較する上に有効なものと考えることができる。

変質帯調査は地質調査・地化学調査および写真地質調査などと共に地質調査所の角らを中心に行われており，筆者がここで紹介する任にないが，簡単に記せば次の様になろう。変質帯調査は熱水活動による変質露頭分布をあきらかにすることであり，これは過去の地熱活動をも含めて対象地域の地熱の規模の示標を示すものと見ることができる。また変質帯の分布の調査の結果は試掘地点の選定を行うに有用であり，地熱探査上重要な方法の一つである。地表の地質調査および湧出温泉の化学成分の調査がこれに加えて行

第3表　日本の温泉地からの放熱量(その2)

地域名	調査対象地	基準温度	放熱量 10^6cal/sec				計 10^6 cal/sec	熱階級	報告者
			温　泉	噴　気	熱伝導	蒸　発			
駒ケ岳北部	濁　川	10C°	1.2	—	2.2	—	3.4	Ⅳ	浦上
豊羽・定山渓	定山渓・白井川・湯の沢	7	5.4	—	2.6	—	8.0	Ⅴ	浦上
駒ケ岳南部	鹿部・南茅部	10	1.7	—	0.2	—	1.9	Ⅳ	浦上・川村
支笏洞爺	北湯沢	8	1.4	—	0.2	7.4	9.0	Ⅴ	浦上・川村
八甲田	田代平・酸ケ湯	8	4.2	0.007	18.1	8.9	31.2	Ⅵ	川村
八幡平北部	玉川・焼山・澄川トロコ	7.8	14.1	8.4	2.7	6.1	31.3	Ⅵ	川村
栗駒北部	小安・大湯・川原毛・新湯・荒湯	0	2.1	8.6	0.07	—	10.8	Ⅴ	高木・馬場
肘　折	肘折	9.4	1.4	—	1.4	0.05	2.9	Ⅳ	高木
吾妻北部	姥湯	0	1.78	—	0.00	—	1.78	Ⅳ	関岡
白根南部	万座	0	2.8	0.3	0.1	—	3.2	Ⅳ	関岡
焼　岳	上宝村	0	3.6	0.5	0.3	—	4.4	Ⅳ	湯原
紀伊山地	湯の峯，渡瀬川湯	0	2.9	—	—	—	2.9	Ⅳ	馬場
美　方	美方	0	1.0	—	—	—	1.0	Ⅲ	馬場
阿　蘇	垂玉，湯の谷	10	0.6	0.9	0.2	0.05	1.8	Ⅳ	湯原
霧　島	牧園町	13	2˙1	21.2	1.3	1.0	25.6	Ⅵ	湯原
薩　南	指宿・成川・鰻・長崎鼻・児ケ水・川尻・伏目・摺ケ浜・上玉利・254高地・権太郎スメ・権現山・カオリン山	0	2.17	0.09	0.01	—	2.28	Ⅳ	湯原

われている。また地質構造推定の一方法として写真地質調査，空中赤外線映像による調査もその適用の効果が期待できるところでは応用されている。空中赤外線映像調査は未発見の地熱地表徴候があるところにおいてはきわめて有用である。

基礎調査として物理探査が行われている。そこでは主に電気探査および重力探査がとり上げられている。地熱探査上内外各地で用いられている物理探査については次節であらためてのべるが，現在のところ電気探査は広く用いられている方法である。その原理は熱水を含有する地層が，含有しない地層にくらべて電気的低比抵抗部を形成するという考えに基くものであり，この考えは一応合理的である。従つて電気探査によつて検出される地下の低比抵抗部が即ち試堀のターゲットとなる。電気探査法による各種探鉱は我国でも大いに普及しており，金属鉱床や地下水の探査についてのその応用は広く行われて来ている。いずれの場合も地表に流電電極を設置し電流を地中に送るという方法をとるが，探査深度を大きくするためには長い電流電極間隔を要する。我国の地熱地は一般に地形の起伏のはげしい火山岩地帯に多く存在し，また地表の岩質が非常に接触抵抗が大きい場合が多いことが考えられる。前者は電極の設置や電極間の電線の設置に困難を伴う，また後者は流電電流が小さくなることによる測定精度の低下の一因となる。従つてその応用には改良点が多くあるのであるが要する経費とその期待される効果から見れば一般には地熱探査にとられる有利な方法といえる。

重力探査法は簡便な地下構造探査の方法であり，これまた多くの分野で探査方法として広く用いられている。しかしこれまた我国の多くの地熱地におけるような，複雑な地形，複雑な火山岩の分布があるところではその効用が疑わしいことが考えられる。外国における適用例では後に紹介するように，地熱貯留層の直接探査に有効であつた例もある。また最近ではアメリカのガイザー地熱地域の重力探査の結果地下熱源の存在状態について有力な手がかりを与えるものであるとの報告もある。地熱流体の通路となりうると考えられる断層構造の検出に有効であつたと見られる例も今回の調査結果例でえられている。

以上のべた様な地表調査に続いて，試錐調査が行われている。これは資源エネルギー庁によつてなされているもので，各地域に2～3本の500m 規模の試錐を行い地熱の存在の有無を確認しようとするものである。これは49年度よりはじめられている。

上述のように30地域についての調査は一応昭和50年度をもつて完了する。もちろん試掘については50年度以降にも行われる。そして，この国による調査は51年度からも新たに計画中であり，地熱探査活動は引きつづいて活発に行われる見込みである。

以上国による組織的探査について紹介したが，民間企業による探査活動もこれに併行して活発に行われつつある。九州電力(株)，日本重化学(株)，三菱金属(株)，同和鉱業(株)，三井金属(株)，日鉄鉱業(株)，および日本鉱業（株）などの各社が国内各地で探査を行つている。また地方自治体としては北海道の道立地下資源調査所が道内の地熱探査を行つている。現在本邦には岩手県松川，大分県大岳，秋田県大沼，宮城県鬼首の4つの地熱発電所があるが，ここ数年先にはこれらの探査の結果が実を結びこれらに加うる新しい地熱発電所の設立が期待されている。

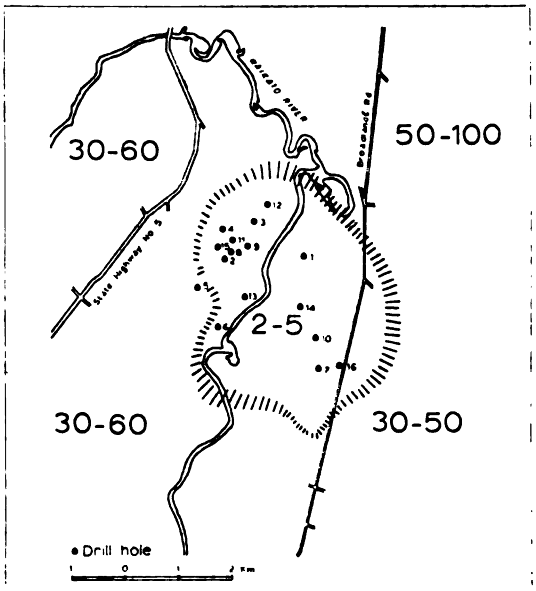
今後の我国の地熱発電にとつての大きな問題は自然公園内での発電所建設を認めるかどうかにある。上記既設の発電所はいずれも自然公園地内にあり，環境庁としては当分の間これ以上の新設を自然公園地内では見送るという方針にある。そして自然公園地内における地熱探査活動については特に制約が加えられている。問題が行政施策上のことであるのでこれ以上のべることは本文の趣旨ではないが，一考を要する問題はこの点にもある。

III．探査技術とその研究の現況

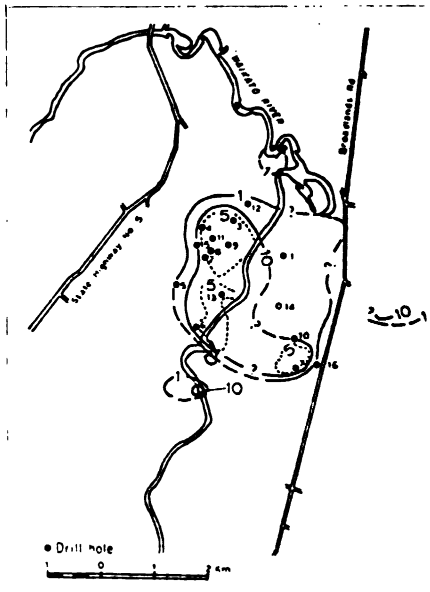
本節ではまず地熱探査技術の現況を外国における例をとり，紹介を試みる。次に現在我国で行われている探査技術の研究について紹介する。ただし研究の現況については筆者が所属する地質調査所および工業技術院関係で行われているものを対象とする。地熱についての関心が大きくなつている現在もちろん上記国による研究以外にも各大学や民間機関などでも盛んになりつつあるのが現況と考えられる。

地熱探査としての物理探査のうち最も広く用いられている方法は電気探査法であろう。殊にニュージーランドにおいては広く応用されて来ている。そこではウエンナーまたはシュランベルジアー方式による比抵抗法が用いられている。その原理は地熱貯留層が電気的低比抵抗をしめすという予想に基くものである。貯留層を充たす流体の塩分濃度の大きいこと，高温であることは一般にいずれも流体の比抵抗を小さくする方向に働き，結局地層の比抵抗を小さくする。第2図はニュージーランドの有名な地熱地域の一つであるブロードランドの電気探査結果をまとめたものである[5]。550m の電極間隔のウエンナー電極配置による水平探査の結果である。電気探査法の原理からいえば500～700m 深度の比抵抗を最もよく反映した見掛比抵抗を表現したもので，中央部ハッチで囲んだ所が2～5Ωm の低比抵抗を示している。一方同じところで行われた地温探査結果が第3図に示されてある。これは1m 深度の地温の等温線を点線で示し，15m 深度のそれを実線で示したものである[6]。低見掛比抵抗部と高温部のよい一致が見られる。

自然の微小地震の観測は地熱探査の方法として有効であろうということは多くの著者によつてのべられている。地熱地域に存在する断層にそつてその断層の運動にともなつて微小地震が多数起ることが期待できる。従つて数週間ないし数ケ月間，一定地域内の微小地震を観測しそれらの震源分布から断層分布を推



第２図　ニュージランドのブロードロンド地熱地域の電気探査結果よりえられた見掛比抵抗分布．単位 Ωm, 550m 電極間隔のウエンナー法による．大略750m 深度の比抵抗を反映すると見ることができる（RISK et al. による）．黒丸は孔井位置番号を表わす



第３図　第２図と同地域の地温探査結果．点線は１m 深度の地温の等温線，実線は15m 深度のそれを温度 °C で示してある（LUMB et al., による）．

定することができるであろう。断層は熱水の通路となると考えられるからこの結果は地熱探査上有用でｨ る。グランドノイズの観測も探査法の一つとして用いられる。地熱貯留層が地下に存在するところの地ｼ 上ではノイズレベルが高いという予想ができるというのが探査原理である。そしてしばしば応用されてい る探査法である。

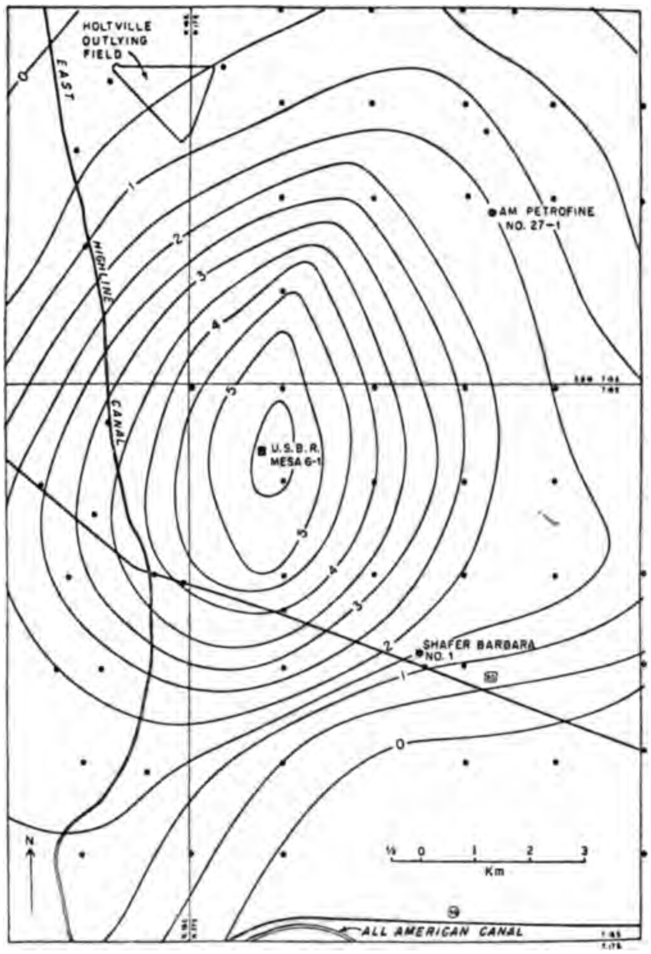
重力探査法も広く応用される方法である。地熱の探査上きわめて有効であった例としてアメリカのイ ペリアバレーにおける結果や先に電気探査のところであげたニュージーランドのブロードランドにおけ 例をあげることができる。これらの例における探査原理は熱水活動による変質の大きいところでは岩石 密度が大きくなり，結局重力異常では正異常として見出されるというものである。

第４図にはREX et al. (1971)[7]によるインペリアバレーの地熱探査結果より引用した，同地方のメサ 常と名づけられた重力異常が観測されたところの重力コンターである。同じ報告書中に掲げられた地温 配図を第５図として引用した。両者を比較すると重力の正異常と高地温勾配との相関が非常によいこと わかる。

第６図には HOCHSTEIN and HUNT (1970)[8]による，岩石の密度と変質の度合いの関係をボーリング アによる実験的研究結果をまとめた図を引用した。熱水変質を受けて２次鉱物の生成により，同一地層 おいて変質の度合いが大きいと岩石密度が大きくなるという結論を示している。ブロードランドの重力 査の結果から，変質に起因すると考えられる正異常を検出し，探査上有用であったとされている。

以上外国において地熱探査の目的で用いられた物理探査例を紹介したがこれらはいずれも，いわゆる 熱の直接探査法としての適用と見ることができる。

地熱貯留層の生成あるいは存在について地質上構造上の規制があるであろうことは当然予想される。



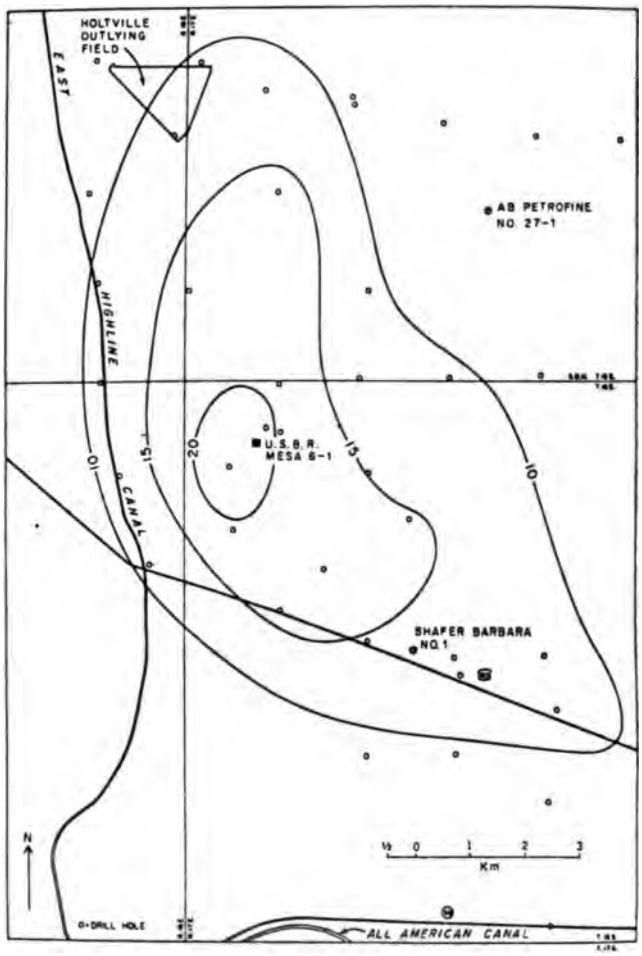
第４図　メサ地域の残留重力図. コンター間隔0.5mgals. 点は測点.

つて物理探査法の地熱探査上の役割りを一般的に地質構造の描出という 位置づけをすることも考えられ，そのような意味での応用例も多い。新しい火山岩でおおわれ，地下構造を推定する上に必要な地質露頭が乏しい地熱地域の例も多いので，そのようなところでは地質構造の検出という目的で物理探査法が用いられる。しかし物理探査法に直接探査法的役割りを期待する方に重点をおくべきことは当然の要求といえる。

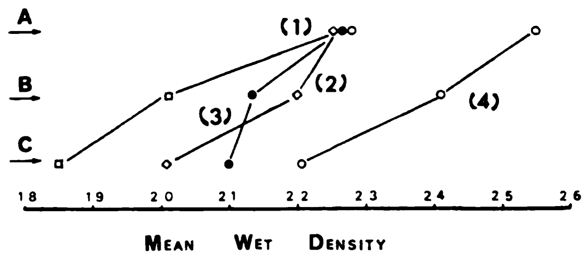
地化学探査法というカテゴリーにはいる方法の地熱探査への応用もその例は多い。湧出温泉の SiO_2 濃度の測定，土壌中のラドン，ヘリウムの測定，あるいはまた水銀蒸気の測定などその適用例は多い。これらは地熱の直接探査的方法を見ることができる。

以上探査が効果的に行われた例を中心に紹介したが一般的には 地熱の探査技術は他とくらべてまだ水準が低いと見るべきであろう。そこで次に我国における探査技術の研究の現状について地質調査所における現況を中心に紹介しよう。

地熱地域の地下の熱構造を推定するために，地表の地質露頭の地質学的研究より，地表の熱史をあきらかにして，その推定に役立てることが考えられる。具体的には地表露頭についての地質温度計的研究と地層形成の絶対年代的研究などによる古地温についての調査を行うことである。現在地質調査所で行われて



第５図　メサ地域の地温勾配図．丸印は地温測定用試錐孔．コンターは100m ついての温度 °C.



第６図　ニュージーランド・ブロードランド地熱地域のボーリングコア試料よりえられる密度と変質の程度の関係（HOCHSTEIN 他による）．横軸は g/cm³ を単位とする密度を示し縦軸の３段階は変質の度合を示す．C；非変質，B；低度の変質，A；高度の変質，をそれぞれ意味する．(1)～(4) は地層名である．(1) 上部ワイオラ層，(2) ロトルア・ブレッチャ層，(3) オハキ流紋岩，(4) ブロードランド流紋岩をそれぞれ示す．

いる地熱探査技術の研究の一つの方向がこれをねらっている。

また最近アーツ衛星による我国の空中写真映像が多くえられており，これらについて写真地質学的手法を応用して，各種地質構造の推定が可能となりつつある。地熱探査としての応用も試みられているので，これが地熱探査上有用な結果を生むことが期待されている。

電気探査法が地熱探査の上で有力な方法と考えられ，内外の地熱地で多くの応用があることについては既にのべた通りである。そしてその適用例はほとんど地下への流電を伴う，いわゆる比抵抗法が用いられる。この方法は探査深度の増大のためには流電々極間隔の増大を必要として，結局困難な長距離の2電極間の電線敷設を要する。このような現場作業上の困難を克服するため，いわゆる電磁法とよばれる原理による地下の電気比抵抗の検出方法をとることが考えられる。ニュージーランドやアメリカにおいてその適用例が報告されており，その方法による探査技術の研究が行われつつある。我国においても地質調査所にて，地熱探査のための一方法としてこの研究がはじめられている。

その他地熱地の地表面温度の測定のためのサーモカメラの応用，地震探査法ににる地熱地の地下構造の検出の試みなどが計画されている。筆者の立場上承知している地質調査所における地熱探査の研究を以上にのべたが他機関による研究活動も活発になりつつある。例えば日本鉱業会においても地熱探査の研究グループが最近発足し，電気探査や地震探査などを地熱の探査に役立てるための研究がはじめられている。ここ数年内にこれらの研究の成果が徐々に実用化されよい結果を生むことが期待されている。

文　献

1) 工業技術庁 (1952)：地熱発電試験研究報告書第一集．
2) 地質調査所 (1957)：日本鉱産誌 B Ⅵ-a 水および地熱．
3) 湯原浩三 (1968)：箱根火山の噴気活動とその熱源について．火山，2集13巻2号，p. 74-83.
4) 湯原浩三 (1969)：温泉学．地人書館，p. 141.
5) RISK, et al., (1970) : D. C. resistivity surveys of the Broadlands geothermal region, New Zealand. Geothermics, special issue 2, v. 2, part 1, p. 287-294.
6) LUMB, et al, (1970) : Near-surface resistivity surveys of geothermal areas using electromagnetic method. ditto p. 311-317.
7) REX et al. (1971) : Cooperative Geological-Geophysical-Geochemical Investigations of Geothermal Resources in the Imperial Valley Area of California, Univ. of Calif., Riverside p. 29-41.
8) HOCHSTEIN, M. P. and HUNT, T. M. (1971) : Seismic, Gravity and Magnetic Studies, Brodlands Geothermal Field, New Zealand, 7) に同じ，p. 333-346.

(1976年2月23日受理)

地学雑誌 85, 4 (1976)

DIETZ 説による地向斜，ならびに討論

堀越 叡*

New Concept of Geosyncline Proposed by DIETZ and the Related Discussions

Ei HORIKOSHI

Abstract

Robert S. DIETZ is a unique geologist. His new hypotheses always brought forth controversies, but were finally accepted as a whole. His most prominent paper on the spreading sea-floor theory appeared in 1961. He managed thereafter to establish a new geosynclinal concept in terms of plate tectonics.

DIETZ's proposal may be summarized as follows:

1. Continental rise and shelf couplet constitutes eu- and mio-geosynclines, respectively.

2. Eugeosynclinal sediments mainly deposited on the oceanic crust, while miogeosynclinal ones on the continental crust.

3. An orogeny is the geological expression of the collapse of continental rise sediments resulting from either the new subduction of the oceanic crust or the contient-continent collision.

4. Even Flysch facies indicate commonly the collapse of the continental rise, while Molasse facies appear much later than the former.

5. Real geosynclinal sediments were derived exclusively from the continent, hence the geanticlinal continent has never existed.

DIETZ's proposal is probably nothing peculiar to most of geologists at the present, but not at the time. His proposal was felt to be more than revolutionary by the ordinary geologists. All his papers have much been in the discussion column. However, the progress of the affair is very instructive. The present author can learn the following matters through the discussions.

1. It may be difficult that a new hypothesis tides over the limit of a certain group such as university, country and so on.

2. It may be also difficult to evaluate fairly a pioneer's achievements.

I. はじめに

新しい学説が優れたものであればあるほど，それを理解出来ない層が厚く，反発が強い事が多い。地
科学における革命とも言われるプレート・テクトニクスにしても，それが地質学者に広く理解されるの
は10年近くかかっている。しかし一般に20年を経るとその間に世代の交代も生じ，20年前の新しい学説
ほとんどの層に受け入れられるようになる。アメリカ合衆国などの学術雑誌では討論の欄が盛んだから，

---

* 東京大学理学部地質学教室

新説の登場時点で何が理解され，何が理解されなかつたかの記録が残つている場合が多い。このような討論の記録を時代を経て読み返してみると，色々と得る事が多いものである。

ここで取り上げる Robert S. DIETZ は，1941年にイリノイ大学から Ph. D. を得ている。1950年代の初めからの彼の多くの論文は，ある研究者にとつては衝撃であり，他の研究者の怒りを買つた。しかし結果として，DIETZ の新説の多くは受け入れられ，広まつていつた。彼の仕事の中でわれわれ日本人にもつともなじみの深い事は，北太平洋の天皇海山群の平頂海山に日本の古代天皇の名前を付けた事であろう(DIETZ, 1954)。しかし筆者のごとく鉱床学を専攻する者にとつては，カナダのサドベリー迸入火成岩と言われていたものが，DIETZ によつて初めて，隕石落下の衝撃が引き金となつて噴出した巨大な熔岩湖である，とされた事実が記憶に新しい (DIETZ, 1964)。ともかく，彼によつて昔の鉱床学の教科書は書き換えられた。

DIETZ のもつとも偉大な論文は，1961年にイギリスの雑誌 Nature に発表された。この論文で彼は地球科学の革命と言われる海洋底拡大説 (Spreading Sea Floor Theory) を唱えた。もつとも，同様な主旨の HESS の論文が翌1962年の American Journal of Science にのり，この論文のプレプリントがすでに広く流布していたため色々の問題が起きたのだが，この問題については触れない事にしよう。Dietz はその当時までに知られていた観測データをまとめて，地球上の変動を説明することとなる壮大な仮説を提唱した。続いて出された論文で，彼が海洋底拡大説に基づいて具体的に個々の地質現象を説明するにおよび，彼の考えは反論の集中砲火を浴びる事になつた。この一連の論文ならびに討論が1962年から1966年までの間に投稿されている事実は，おそらく意味がある。

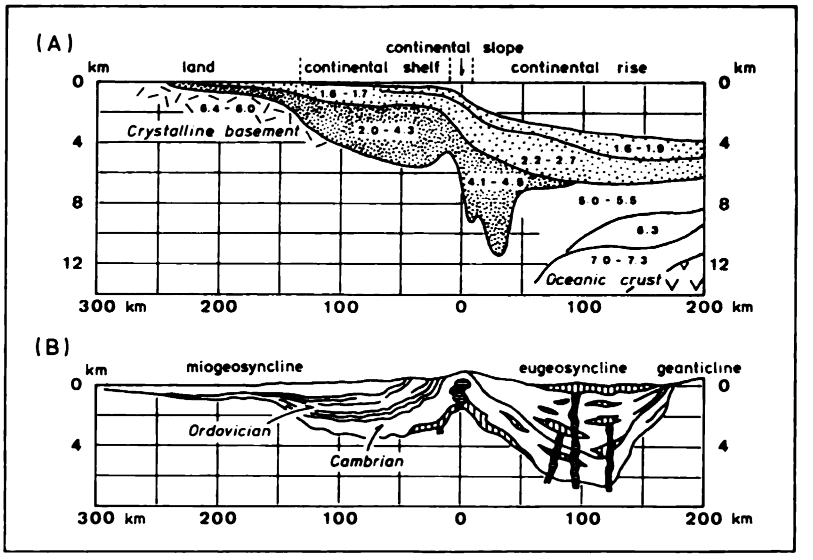
海洋底拡大説が発表されたのは1961年であつたし，それを支持する論文が爆発的に発表されたのが1967年，チューリッヒにおける IUGG の会議である。その翌1968年になつてこれらの MORGAN, Le PICHON, ISACKS et al. などの論文が印刷されると，海洋底拡大説はプレート・テクトニクスと発展し，地質学者の中でもかなり広く理解されるようになつた。筆者の個人的経験でも，海洋底拡大説を取り入れたのは1960年代の終わり頃からだ，という研究者が大変多かつたし，世界の一流大学の地質学教室でも，その頃からプレート・テクトニクスが講義に出始めたようである。そして1970年に DEWEY and BIRD の Mountain belts and the new global tectonics が発表されると，もうその後は既成の地向斜概念に基づく地史を新しいグローバル・テクトニクスの下に組み換えた論文が踵を接して表われる事になる。要するに DIETZ が1960年代に受けた反発は，革新的な論文が世に出る時にはいつもあつた現象であろう。

以下の章では，DIETZ が地向斜と造山運動を扱つた３つの論文を取り上げ，彼が何を主張し，そのどこが理解されなかつたかを振り返つてみる事にしよう。彼はこのほかにも，彼の考えをわかりやすく通俗的に説明した論文を American Scientist (DIETZ, 1964) と Scientific American (DIETZ, 1972) に発表している。しかしこれらは内容に原著論文と重複する部分が多いので，ここでは取り上げない事にする。

II. 大陸縁膨の崩壊

DIETZ の論文「Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building」は1963年の Journal of Geology に発表された。“continental rise”についてはいまだ適当な訳がないが，ここでは“大陸縁膨”と訳する事にしよう。この当時，地向斜なしでは地質学を語れないほど，地向斜概念は地質学の多くの分野に食い込んでいた。しかしこの概念の最大の欠陥は，地向斜とは現在の地球上で言えばどこか，という質問に明瞭に答える事が出来ない点にあつたと言える。この問題について「プレート・テクトニクスの立場からみて，地向斜と呼ばれたものは現在で言えばここだ。」と主張したのがこの DIETZ 論文である。

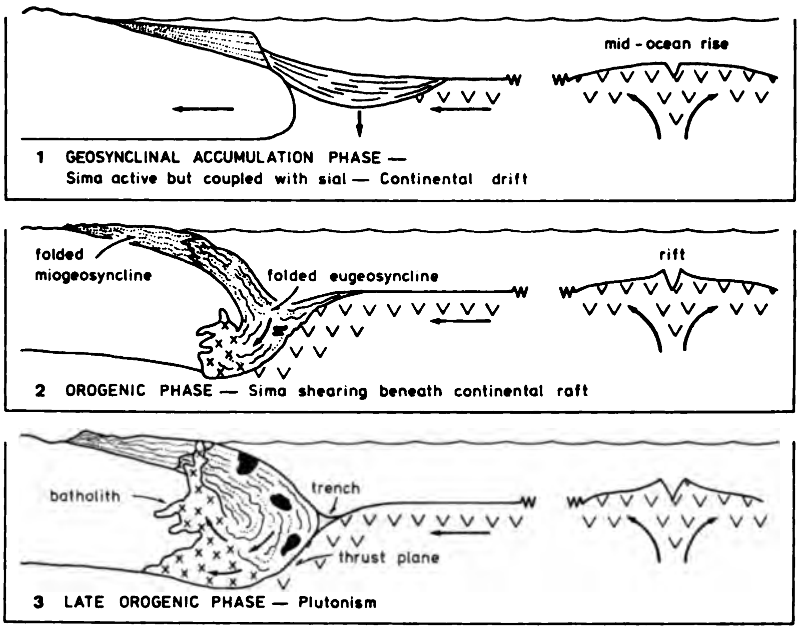
合衆国東海岸にはアパラチア・カレドニア造山運動によつて出来た変成岩類と，より海側の大洋地殻にまたがつて中生代以後と思われる堆積物が分布している。これらの堆積物の厚い所は２つあつて，一つは



第１図　合衆国東海岸のニュージャージー沖の海底構造 (A) (DRAKE et al., 1959) と KAY (1951) が復元したアパラチア地向斜(B)。もしもアパラチアの地背斜が幻であったとすると，両者は堆積盆の形態といい，厚さといい，大変によく似ている。(A) の数字は Vp (km/sec) で，点を打つてある部分が中生代以降の堆積物と考えられる．Vp=5.0~5.5, 6.3の地層については本文中の HSU の討論を参照

大陸棚に当たる基盤の大陸地殻の上であり，もう一つは大陸斜面から大洋地殻の上の大陸縁膨にわたる所である。これら２つの堆積盆は大陸棚縁で境され，ほぼ平行に分布している。この細長く厚い２つの堆積盆は，定義のいかんによつてはまさに“地向斜”である。DRAKE et al. (1959) はこれらの堆積物の分布の様子が，M. KAY (1951) の復原したアパラチア地向斜に似ている事に気付いた (第１図)。そして大変重要で画期的な考察を行なつた。「大陸縁膨堆積物が主地向斜 (eugeosyncline) 堆積物，大陸棚堆積物は副地向斜 (miogeosyncline) 堆積物であるのかも知れない。そして大陸縁膨堆積物が造山運動によつて大陸に付加され，大陸が生長する可能性がある。」1963年の DIETZ の主張は，この DRAKE et al. のモデルを一般化し，海洋底拡大を造山運動の引き金として持ち込んだものと言える。しかし DIETZ は DRAKE et al. の業績を「事実を KAY の地向斜概念に合うようにゆがめて解釈した。」としてあまり評価していない。

DIETZ によると一般に造山運動の一輪廻は次の３期に分けて考える事が出来る(第２図)。出発点として大陸地殻と大洋地殻が接している場所を考える事にしよう。第１は堆積期である。大陸からの物質は大陸斜面の下の大洋地殻の上に堆積し，大陸縁膨を形成していく。この堆積物が主地向斜堆積物と言われたものである。堆積が進行すると大洋地殻はアイソスタシーによつて沈降し，この沈降が大陸縁を下へ引つ張るのであろう。この歪曲した大陸縁に堆積したのが副地向斜堆積物であり，先の大陸縁膨堆積物と共に主・副地向斜堆積物の対を形成する。第２は造山期である。拡大する大洋底は比重の軽い大陸地殻の下へ沈み込みを始め，海溝が形成される。この変動に伴つて大陸縁膨の堆積物，すなわち主地向斜堆積物は褶曲，変成し，結局は大陸地殻へ付加される。この外側が新しい大陸斜面である。しかし大陸縁上の堆積物，すなわち副地向斜堆積物は大陸地殻が軽く受動的に動くので，あまり変動を受けない。第３は後造山期で，これは次の輪廻の前造山期と考える事も出来る。この時期になつても大洋地殻は沈み込みを続け，海溝の形成が維持される。この海溝から引つ張り込まれる堆積物や，先の変動によつて地下深所に持ち込まれた堆積物が熔け，花崗岩質マグマが形成されて大陸縁へ貫入する。一方では新しい大陸地殻の外側



第２図　現実的概念に基づく地向斜の発達史（DIETZ, 1963）
1.　堆積期．シマがシアルを押すが，両者は共に移動する。これが大陸移動の原因で，地向斜堆積物はこの間に形成される．2.　造山期．シマはシアルとの結び付きを離れ，大陸の下へ沈み込みを始める．この動きに伴つて大陸縁膨（正地向斜）堆積物は圧縮され，褶曲し，変成する．しかし大陸棚（副地向斜）堆積物中の変動は弱い．黒色の塊は大洋底から大陸縁膨堆積物中へ取り込まれた超塩基性岩を示している．3.　後造山期．衝上断層面に沿つて海溝が発達する．様々な堆積物は大陸の下へ引つ張り込まれシアル質となり，底盤を形成する．大洋地殻の蛇紋岩からの脱水がこの反応を助ける．衝上運動が止むとそれまでに形成された山脈は浸蝕され，状態は１，の堆積期の始まりに当たるようになる．

に新しい大陸縁膨堆積物の形成，すなわち第１期の造山運動が進行する。

DIETZ はさらに両堆積盆における堆積物の堆積機構や堆積相について詳しい考察を行つている。DIETZ が力説したのは次のような点である。大陸縁膨堆積物がアイソスタシーで大洋地殻を凹ませている事実は，地震波観測により確認されている。また採集されたコアから，大陸縁膨堆積物は主として乱泥流堆積物である事がわかつているが，これこそ主地向斜に典型的とされたものである。その堆積深度から考えて，不整合などの堆積間隙は一般には存在しないし，石灰岩もまれである。しかし大陸縁膨堆積物は大洋地殻の上に直接のるので，玄武岩熔岩や玄武岩質深成岩は産出する。アルプス型の蛇紋岩は大洋地殻そのものであろう。大陸縁膨堆積物は主として乱泥流で深海平坦面へ運び込まれたものであるので，堆積物が陸源のものであつても堆積した場所は深海である。したがつて，その中に発見される化石は環境の指示のためには信頼出来ない事が多い。大陸棚での堆積は大陸縁膨の形成に伴う大陸地殻の下方への歪曲にかなり依存するので，大陸縁膨での堆積より遅れがちである。そして大陸縁の歪曲は徐々に生じるので，大陸棚の上の堆積は一般に常に浅海相であり，大陸縁の方へ厚くなり，そこで急に消失してしまう。地向斜の復元図にしばしば書いてある副地向斜の海側の翼は，堆積物が海の方から供給されたという間違つた考えや，地層は常に薄くなつて消滅すべきだという想像から，実際に確認されていない所まで延長して書いたものである。大陸棚の上の堆積物は海岸に打ち寄せる波によつて再移動する。また大陸縁膨の崩壊が始

まるとこの部分が大陸側へモラッセ相の堆積物を供給する。したがつて漣痕などによる堆積物の供給方向は，供給源となつた陸地を指示するものとしては当てにならない。

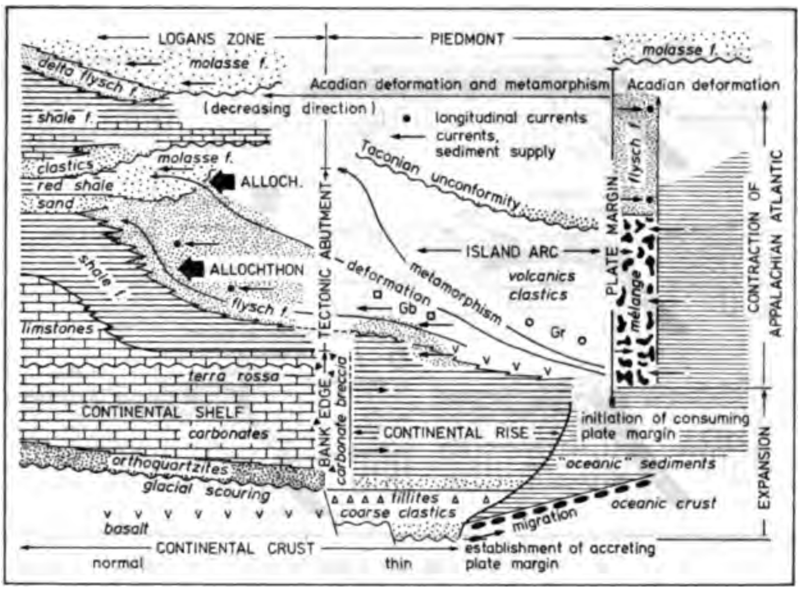
DIETZ はそれまでのデータから斉一観的な地向斜を考えた。しかし彼の結論には当時の地質学の常識を破る多くの点が含まれていた。それまでの地向斜モデルでは，過去の地向斜に類似のものは現在の地球上に存在しない事になつていた。だからこそ KAY (1951) は，現在の合衆国東海岸を Paraliageosyncline と呼んだのである。この原因には色々あるが，その最大のものは過去の地向斜の海側にはいわゆる地背斜 (geanticline) というものがあつて，それが地向斜へ堆積物を供給した，という考えである。しかしこの幻の大陸地殻がどこへ，なぜ消えたかという事はどうしても説明出来なかつた。地向斜概念の下で，幻の大陸の問題は説明を負わされている最大のものであつた。しかし「アパラチア地向斜の東側に地背斜などというものは存在しなかつた。すべての物質は大陸があつた北西側から供給されたのである。」という DIETZ の主張は，当時の地質学者の多くにとつては大変な驚きであつた。DIETZ 以前に同様な考えを述べた DRAKE et al. (1959) は，表現が控え目であつた事と，論文が特殊な出版物に掲載されたため物議をかもさずに済んだ，しかし DIETZ は戦闘的に，しかも広く流布している学術雑誌にその論文を発表したため，無事には終わらなかつた。

III. HSU の討論

DIETZ の斉一観的な地向斜モデルにまず食い付いたのは当時カルフォルニア大学にいた HSU (1965) である。DIETZ 説では主地向斜堆積物，すなわち大陸縁膨堆積物は大部分大洋地殻の上に堆積するはずである。しかし HSU はこれに反対し，地向斜の底は大陸地殻の上に堆積し始めたと主張した。HSU がその論拠としたのは，地向斜では深海性堆積物が浅海性堆積物の上にのつている場合が多く，海がだんだん深くなつた事を示している。また地向斜堆積物は酸性深成岩に貫入されている場合が多いが，これは基盤が大陸地殻である事を示している。さらに DRAKE et al. (1959) が示した合衆国東海岸の断面図自体，堆積物が大陸地殻の上にのつている事を示しているではないか，といつた点である。

この HSU の最後の指摘は，DRAKE et al. (1959) の断面図（第１図）の大陸縁膨堆積物の下部にある Vp で6.3, 5.0～5.5km/sec の２つの地層の事である。もしこれが結晶質の基盤，すなわちアパラチア造山帯の岩石類であると，HSU の主張に一つの論拠を与える事になる。しかし DRAKE et al. (1959) も述べているように，この地域では大陸地殻と固化した堆積物の Vp が似ていて，相互の識別が必らずしも容易でない。当然 DIETZ はこれらは固化した堆積物であると反論した。しかしその後かなりたつてから，Deep Sea Drilling Project が DRAKE et al. (1959) の断面図に沿つて４本のボーリングを計画した。そのうち３本は大洋地殻に達しなかつたが，1970年５月に実施された No. 105は約200m に達する白亜紀からジュラ紀にわたる石灰岩を貫いて大洋地殻に達した (Geotimes, 1970)。これは大陸縁膨堆積物の東の端であるけれども，少なくとも結晶質の基盤は存在しなかつた。

地向斜の基盤についての HSU のその他の主張は，そう簡単に結論が出せる問題ではない。たとえば花崗岩質マグマは大陸地殻の中だけにしか発生しないのかという問題はいまだに未解決である。しかし DIETZ のモデルにしても，花崗岩は大陸縁膨堆積物が造山運動を経て新しい大陸地殻として旧大陸地殻に付加されてから発生する事になつている。また HSU が言うように，地向斜堆積物がいずれも下部は浅海性，上部へ行くにつれて深海性の層相を示しているならば，確かに大陸縁膨堆積物としてはありそうにもない層相である。しかし HSU が実例として挙げたフランシスカンでも，このような層相の異なる堆積物は断層で接している。もし化石によつて相互の上下関係がきまつても，DIETZ に言わせれば浅海性の堆積物は大陸棚堆積物であり，深海性堆積物は大陸縁膨堆積物である，という事になつてしまう。結局 DIETZ-HSU 討論でもつとも実りがあつたのは，アパラチア地向斜の物質が北西大陸側から来たのか，あるいは当時の定説であつた南東側の地背斜から来たのかという点であつたろう。



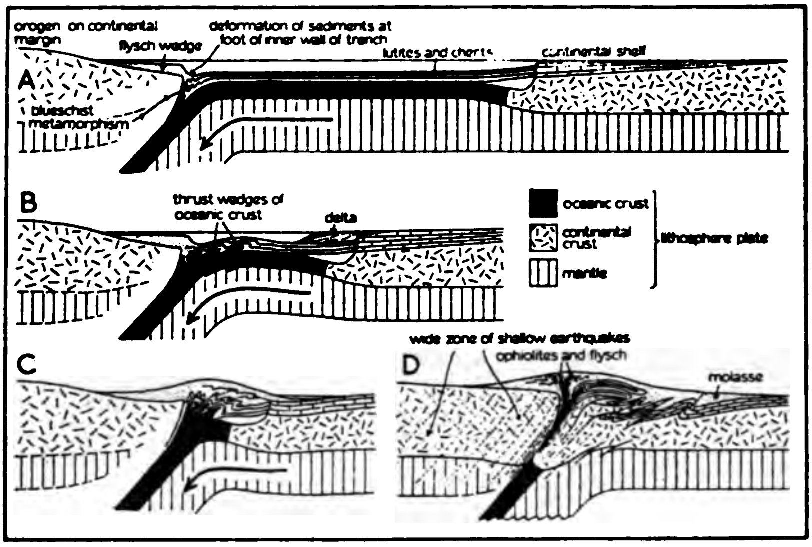
第３図　アパラチア造山帯の発達史（BIRD and DEWEY, 1970から簡略化）
大陸縁膨堆積物は陸側から供給されたフリッシュからなるが，変成されており，その詳細には不明の点も多い．大洋底の沈み込みの始まりからやや遅れて造山期が始まり，海側からの堆積物の供給も始まる．この堆積物がおもにフリッシュからなつていた事が多くの地質研究者の誤まつた判断を導き，幻の大陸が想像される原因となつた．いわゆるモラッセ相が出現するのは造山期もごく末期になつてからである．

HSU は現在の海側からアパラチア地向斜へ物質が運搬されて来た証拠として，古流系や堆積岩岩石学からの多くの知見を挙げた。HSU のこの主張についての DIETZ の反論には大変重要な点が含まれている。アパラチア副地向斜で物質が南東側から来た事が立証されている地層は，いずれも上部オルドビス紀以後のものである。DIETZ によれば，この頃に大陸縁膨の崩壊が始まり，大陸縁膨堆積物が海上に表われて物質を北西側へも供給した。したがつて，これ以後の堆積物は副地向斜帯に堆積したとしても，成因的には真の地向斜堆積物ではなく後造山期のモラッセに当たる。DIETZ の言う地向斜期の物質が北西大陸側から供給された事実は，HSU 自身も認めたようにカンブリア紀の砂岩によく示されている(第３図)。

モラッセという言葉は，もともとアルプス造山運動後期を代表する淘汰の悪い粗粒な堆積物に与えられた名称である。合衆国東海岸に沿うアパラチア・カレドニア造山運動において，岩相上のモラッセはオルドビス紀も終わりになつて堆積し始めている。しかし造山運動後期の堆積物はそれよりもずつと早く，オルドビス紀の初め頃から堆積が始まつているらしい。しかしその岩相はモラッセとは似ても似つかないフリッシュであつた。多くの地質学者は，造山運動後期堆積物の岩相はすべてスイスのモラッセと同じであると思い込んでいたため，つじつまを合わせるべく幻の大陸を作り上げたのである。

IV．受動的に動く大陸

DIETZ の第２の論文 "Passive continents, spreading sea floors, and collapsing continental rises" は1966年の American Journal of Science に発表された。彼はこの論文で地球上の造山運動を総括的に取り扱つた。DIETZ は自分の立場は BUCHER や BELOUSSOV のように地殻の上下変動を重んじる verticalist ではなく，地殻の水平移動を重んじる horizontalist であると述べている。その意図は1970年に

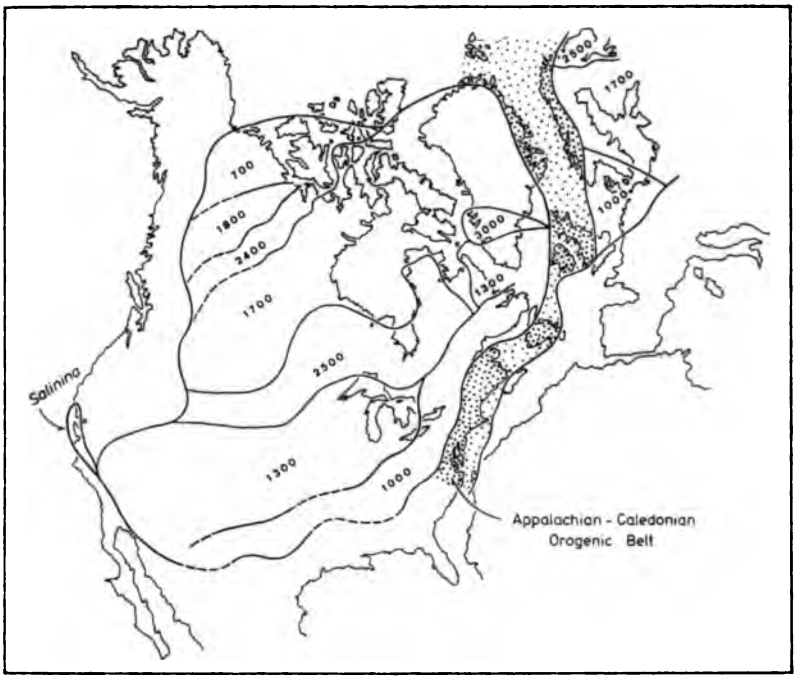


第4図　衝突型造山運動の概念図（DEWEY and BIRD, 1970)
いまではアパラチア・カレドニア造山運動が衝突型である事は確立している．しかしそれは1966年に WILSON によつて初めて唱えられた．DIETZ は WILSON(1966) の論文を読んでいなかつたらしい．

DEWEY and BIRD によつて出された論文と似ており，結果としては DEWEY and BIRD の論文の方が数等優れている。しかし，1960年代の後半における地球科学の進歩が革命的と言われるほどに凄じかつた事を考えると，DEWEY and BIRD (1970) の論文より4年早く発表されているという事実は，十分に評価されなければならないだろう。

DIETZ は造山運動を第1の論文で強調した大陸縁膨堆積物の崩壊によるものと，ヒマラヤのごとく2つの大陸の衝突によるものとに分けた(第4図)。これらは後にアンデス型と衝突型などと呼ばれる事が多くなる。この論文で DIETZ が強調した事は，大陸地殻も大洋地殻も非常に変形しがたい。しかし，大洋地殻は非常に水平移動しやすく，大陸地殻はその移動する大洋地殻の上に受動的にのつているだけである，という点である。すなわち大洋地殻は movable であるが mobile ではない。たとえば当時 EWING et al. (1964) は，大洋地殻の上の堆積物が全然変形していない事実を見出して，海洋底拡大説に懐疑的な立場をとつた。しかし DIETZ によれば，この事実こそ大洋地殻が強靱な一枚板として移動している事を示すのである。

1960年に GASTIL が北米では変成岩の絶対年代が外側ほど若くなる傾向がある事を見出したが（第5図),DIETZ はこれこそ大陸地殻が生長して来た証拠であると考えた大陸地殻が何べんも造山運動を受けたならば，古い変成鉱物の絶対年代は消されてしまつて,このようなパターンを示さないであろう,たとえばサドベリーの隕石孔や花崗岩の貫入形態のごとく，大陸地殻の上で本来円形に近かつたと思われるものは，プレカンブリア紀のものであつてもその多くが影響を受けずにそのままの形で残つている(第6図)。また古い始生代の地層でも著しい変形を受けずに残つているのは，それが一度変成作用を受けた大陸地殻の上の堆積物であるからであろう。この考えは GASTIL の結論とは違つている。しかし DIETZ によると，造山運動は大陸地殻の縁の大洋地殻の上で起こり，大陸地殻が影響を受けるのはその縁の部分だけである。大陸地殻は次から次へと起こる造山運動によつて新しい大陸地殻が縁に付加されて生長し，大きくなつて来た。これが第2の論文における DIETZ の結論である。



第5図　アパラチア・カレドニア造山帯の両側のプレカンブリア鉱物年代区
北米大陸の鉱物年代区については，GASTIL (1960) が総括したあと，その後のカナダの資料が STOCKWELL et al. (1970) によってまとめられている．この第5図はそのほかの多くの資料を参照して作成された．アパラチア・カレドニア造山帯の範囲については多少の問題がある．それはアカディアン変動をどう扱うかである．同じような図を作った都城秋穂 (1971) に，アカディアン変動帯とヘルシニアン造山帯を一括している．このヘルシニアン造山運動がまた，よく性格がわからない造山運動なのである．ともかく，YOUNG (1967) はアパラチア地向斜が大陸地殻の上に形成された証拠として，アパラチア造山帯の両側のプレカンブリアの構造が連続すると主張した．YOUNG のこの主張が DIETZ 説に対する反証となるかどうかは別としても，アパラチア・カレドニア造山帯の両側のプレカンブリアの鉱物年代区には対応が認められる．

V. YOUNG の討論

DIETZ の第2の論文に討論をぶつけたのは カナダの ウエスタン・オンタリオ大学の G. M. YOUNG (1967) である。彼は当時だんだんと発表されて来たプレカンブリアの岩石の絶対年代の分布が DIETZ の言うように同心円状にならず，種々の年代が混ざっている事を強調した。YOUNG は GASTIL (1960) の結論を支持し，大陸地殻のあちこちがそれぞれ異なる時代に安定化した事を主張した。DIETZ は現在の大陸縁から考えられる造山作用のモデルを斉一観的に古く始生代にまで さかのぼらせたわけだが，YOUNG は現在の非対称的な大陸縁の様子を地質時代の大陸地殻の中で起こった地向斜に 適用する事は出来ないと考えた。YOUNG は昔の地向斜が大陸地殻の中に生じた証拠として アパラチア・カレドニア造山帯を例に挙げている。彼は DIETZ に反対しながらも大陸移動を認め，もし大西洋を閉じてしまうと アパラチア・カレドニア造山帯の両側のプレカンブリアの構造はお互いによく対比出来る(第5図)。 これは造山運動がプレカンブリアの大陸地殻の中で起きた証拠であると考えた。

DIETZ が大陸は四方へ同時に生長して行くと考えたならば，これは彼の勇み足であった。DIETZ モデル

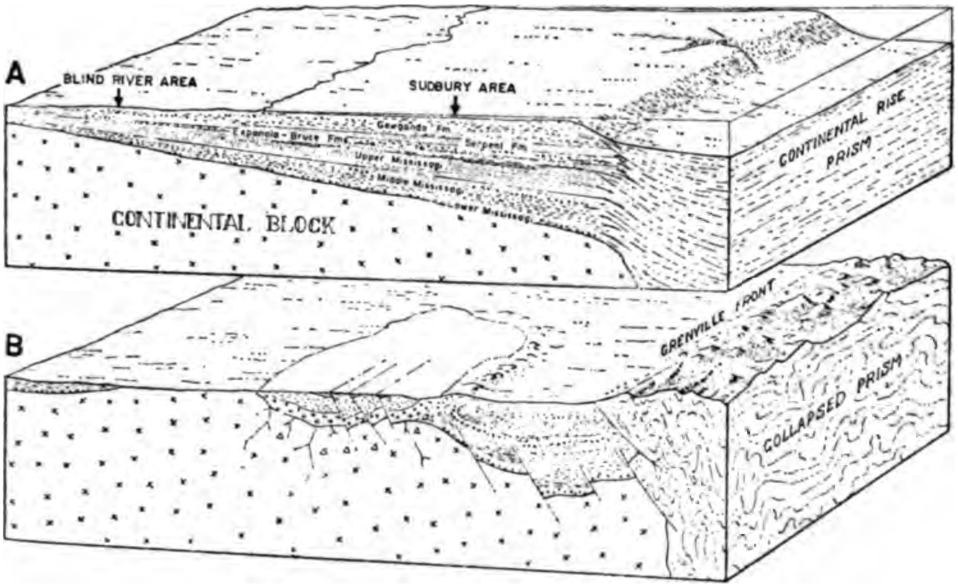
のような大陸縁膨堆積物の崩壊は，プレートの動きに直交する大陸縁でもっとも激しく起こるはずだからである。たとえば北米大陸のプレカンブリア紀層では，ある一定の時代に造山運動を受けたと考えられる各地域はほぼ帯状に分布しており，しかも全体として北西と南東方向に年代が新しくなっている（第5図）。また YOUNG が大陸地殻が繰り返えし造山運動を受けた例としたグレンビル地域では，普遍的に見出される約955m.y. という絶対年代の値のほかにも，確かにより古い年代を示すものが目につく(STOCKWELL et al., 1970)。しかしそのような異常に古い値は，グレンビル・フロントに沿った北部地域に限られているらしい。この問題はまた後で触れる事にしよう。アパラチア・カレドニア造山運動を大陸地殻の中の造山運動の例として挙げた YOUNG の論旨は，DIETZ も指摘したように，intracratonic 造山帯と ensialic 造山帯とを混同している。また WILSON(1966) が言うような Proto-Atlantic Ocean を考えれば，大西洋の両側のプレカンブリア紀層についての YOUNG の指摘が正しくとも，DIETZ 説は成り立つのである。しかし DIETZ 自身の反論は次のようであった。

造山帯の境界が多くの場合非常に明瞭だという事は，造山運動が大陸縁膨の崩壊によって起きるという考えでよく説明される。なぜなら，大陸縁膨の大陸側の境界は著しく異質な大陸地殻と大洋地殻の境界と一致しているからである。もし大陸地殻の一部だけが造山作用を受けるならば，境界はむしろ漸移するだろう。また地向斜の基盤がシアル質な岩石ならば，その密度から考えて地表に露出してもよさそうである。それにもかかわらず地向斜基盤が発見されないのは，それが密度の高いシマ質の岩石から成り立っているためだろう。実際には地向斜の基盤はスピライト，蛇紋岩，超塩基性岩などの構造的なブロックとして地向斜の中に存在している。さらに DIETZ が予言したのは，いままでのプレカンブリア紀の地質は地層の外観によって判断された点が多く，とかく強い変成作用を受けたものが古いとして扱われて来た。しかし絶対年代の測定値が増加すると，これらの知識はかなり変わるだろう，という点であった。これは1960年代を通じて現実に起こった。DIETZ は最後にこう結んでいる。もしも過去の地向斜が大陸縁膨堆積物と大陸棚堆積物の対でないならば，地質時代のそれらはどこへ行ってしまったのだろう。この堆積物の対は海と陸とがある限り存在するはずである。YOUNG に対する DIETZ のこの反論は，DIETZ の斉一観的立場をよく示している。

VI. Miogeocline

先章で紹介した論文で斉一観的な地向斜のイメージを追究した DIETZ は，さらに1966年に第3の論文を発表する。DIETZ はこの論文では主として副地向斜を取り上げ，一般に地層は四方へ薄くなって尖滅すると考えられているが，厚くなって消え失せる事がある事を強調し，副地向斜堆積物，すなわち大陸棚堆積物こそその例であると指摘する。DIETZ が自説に確信を持てたのは，現在の合衆国東海岸がそのようになっているためである。とすれば，過去の地質時代にも同様な堆積物が存在したに違いない。それこそ副地向斜堆積物と呼ばれていた地層である。これが DIETZ の根本的立場である。そして彼は，その実例を世界各地に探し求めた。

この頃になると海洋底についてのデータが蓄積されて，大陸棚堆積物が沖に向かって厚くなったまま消え失せている所は，なにも合衆国東海岸だけでない事がわかって来た。この事実は当然 DIETZ の説に有利に作用したわけである。そこで DIETZ は，地層が厚くなって消失する事を強調するために，それまでの miogeosyncline に換えて miogeocline という名称を提唱した。しかし，おそらく彼にとって気がかりだった事は，ニュージャージー沖の地層断面図では大陸棚縁に基盤の隆起が観察され(第1図)，これが大陸棚堆積物が厚くなって消失する原因であると考える研究者が出る事であったろう。DIETZ はサンゴ礁などが大陸棚の沈降に伴ってその縁に生長した場合には，それが原因となって地層が厚くなったまま消失する事が起こり得るかも知れないが，それは全体としてはまれな例だろうと考えた。しかし DIETZ 自身，地層が厚くなって消え失せる原因についてはいくつかの可能性を述べたものの，明瞭な結論は出せなかっ



第6図　グレンビル造山帯の概念図（DIETZ and HOLDEN, 1966）
DIETZ は彼の言う現実的な地向斜モデルがプレカンブリア紀にも適用出来ると考え，その例としてグレンビル地域を挙げた．彼によるとグレンビル・フロントは当時の大陸縁である．サドベリーの隕石孔は大陸地殻の上の副地向斜堆積物であるヒューロニアン統の中に形成されたため，グレンビル造山によつてもあまり変形されなかつた

た。その後の研究の結果によると，合衆国東海岸の大陸棚堆積物の末端が断ち切られたように消え失せている最大の原因は，メキシコ湾流による浸蝕のためであるらしい（HEEZEN et al., 1966；UCHUPI and EMERY, 1967；PILKEY et al. 1971)。おそらく DIETZ が概念図に画いたように，大陸棚堆積物が厚さの変化と層相の変化を伴つて大陸縁膨堆積物に移化する場合が，より一般的なのであろう（第6図)。

ともかく DIETZ は，堆積盆の半分が知られていない地層，それこそ地質時代の大陸棚堆積物であるとして多くの実例を挙げた。彼は同様にプレカンブリアの地層についても当時の大陸棚堆積物を探し求めた。DIETZ の説によると，当時の大陸地殻の縁は miogeocline 堆積物の一番厚い所，すなわち大陸棚堆積物の縁に求められる。この縁に対して大陸縁膨堆積物が新しい大陸地殻として付加され，大陸が生長するのである。

VII. 第3の論文に対する討論

この DIETZ の論文はまたまたかみ付かれるわけだが，この時の相手はカナダのマックマスター大学の CLIFFORD and HENDERSON (1968)，そしてウエスタン・オンタリオ大学の YOUNG (1968) が再度登場する。彼等がいずれもカナダの地質学者であるというのは意味がありそうである。DIETZ の主張の基礎概念となつている海洋底拡大説は，1967年頃から爆発的に普及した。CLILLORD らの討論は1966年に投稿され，1968年に掲載されている。ちょうど地球科学における革命が多くの地質学者の支持を得るその前夜であつた。1960年代に海洋底拡大説を押し進めたのは，地質学者の中でもごく少数の選ばれた頭脳である。当時，今でもそうだが，海洋底拡大説を裏付けるデータの多くは，まずイギリスの一部と合衆国へもたらされた。それが同じ陸続きであつても国境を越えてカナダへ入ると，その理解のほどが一歩遅れていたのかも知れない。

問題はもう一つある。DIETZ は海洋底拡大説をプレカンブリアの地質にまで適用したわけだが，プレカンブリアの造山運動に海洋底拡大説，あるいはプレート・テクトニクスが適用出来るかどうかはいまでも必らずしも明らかではない。海洋底拡大説が色々と検証出来るのは，プレカンブリアの終わり頃から始まつたアパラチア・カレドニア造山運動以後とみるのが適当であろう。1970年代も半ばに入つた現在，プレカンブリアのテクトニクスを論じる論文はかなり増加したが（たとえば TARLING and RUNCORN, 1973），筆者はいまだ際立つて注目される論文を知らない。当然 CLIFFORD らの討論はこのような点をもつく事になる。

DIETZ はグレンビル地域がグレンビル・フロントを明瞭な境としてヒューロニアンの岩石と接している点に注目，これこそプレカンブリア紀の大陸斜面で，ヒューロニアン累層群が副地向斜，グレンビル層群が主地向斜堆積物であろうと述べた（第6図）。これに対して CLIFFORD and HENDERSON や YOUNG は，絶対年代の測定結果では ヒューロニアンが変成したのは 約1,700m.y. 前，グレンビルは 約900m.y. 前である。したがつて両地域を主，副地向斜の対と考えるには，この差 1 b.y. は大き過ぎるし，両地域の岩相も主，副地向斜の対とは著しく異なると論じた，この CLIFFORD らの反論はもつともである。しかし DIETZ は，ヒューロニアンがグレンビル・フロントで急に消える事実は，その反対の翼が初めから存在しなかつたとする miogeocline の考え以外では説明出来ないと答えた。

グレンビル地域の地質については，最近になつて IRVING et al. (1974) が新しい事実を見出した。彼等によると，グレンビル地域は少なくとも2つの大陸地殻から形成されているらしい。その境界はグレンビル・フロントの南側，約200km の所をグレンビル・フロントにほぼ平行して走つている。そしてヒューロニアンが分布する地域からグレンビル・フロントを越えて地質や変成作用の連続が認められるのは，グレンビル地域でもこのフロントに沿つた北側の部分だけらしい。したがつて IRVING らのこの結論が正しければ，DIETZ モデルによるグレンビル造山運動の大陸棚縁は，グレンビル・フロントそのものではなく，約200km ほど南側にあるのかも知れない。

YOUNG はこのほかにも，アパラチア地向斜の問題をまたぶり返している。YOUNG は，DIETZ が言うようにカンブリア紀だけが真の副地向斜堆積物を供給していたとすると，当時の北米大陸の大部分は浅海性の海に覆われており，アパラチア地向斜に堆積物を供給する後背地がなくなつてしまう，と論じた。さらに彼は，堆積物の構成物質はいずれもシアル質のものであるので，地向斜はシアルの上に堆積したと考えた。これに対して DIETZ は，アパラチアの miogeocline の構成岩の大部分は炭酸塩岩類であり，砕屑岩類は非常に限られている。大陸縁膨堆積物の供給源はなにもすぐそばの地殻物質とは限らないし，むしろ反対の証拠が多いので，YOUNG の論旨は疑わしい，と反論している。

地向斜の堆積物がシアル質だから地向斜の底はシアルだ，という YOUNG の論法は明らかにおかしい。アパラチア地向斜への堆積物は大部分が陸から供給されたのであろうから，それらの多くはシアル質のはずである。この事実と地向斜の底とは何の関係もない。しかしこのような事を言つたのは何も YOUNG だけではないので，当時はこの種の議論が当然の事のようになされていたらしい。

VIII. DIETZ 討論の今日的意義

ここに取り上げた DIETZ の3つの論文は，海洋底拡大説が登場してそれが広く理解されるまでの間の時代に発表されたものである。DIETZ は海洋底拡大説の提唱者の一人として，いち早くこの説をもつて過去の地質現象を考え直す事を試みた。したがつて多くの地質学者が DIETZ の説を十分に理解出来なかつた，あるいは DIETZ の説に反対であつた。という事は大いに考えられる。DIETZ の論文の全部が討論欄をにぎわした事自体が非常に異常である事を考えても，その事がわかるであろう。平均的な地質学者にとつては大変過激な仮説に思えたらしい DIETZ の説も，1970年に DEWEY and BIRD のさらに精緻な論文が発表されるにおよび，細かい点はともかく，だんだんと受け容れられるようになつて来た。DIETZ 説が登

場してから10年以上を経た現在になつて討論の内容を振り返えつて見ると，色々の事が感じられる。DIETZのモデルに欠点もあつたし，討論を買つて出た人々が海洋底拡大説を理解出来なかつたという事もある。また単純な誤解もあつた。しかし，筆者が DIETZ 討論から学び取りたいのは次のような点である。

DRAKE et al. (1959) が大陸縁膨堆積物こそ主地向斜堆積物ではないかと考えた時，彼等にとつてこの説の難点の一つは，大陸縁膨堆積物の中には主地向斜堆積物のように火山岩類が挾まれていそうにない，という事であつた。DIETZ はそのような主地向斜堆積物という名称にとつて本質的な事柄の一つには全く触れず，砕屑岩の堆積の場と岩相とを取り上げて大陸縁膨堆積物との類似を論じたのである。DIETZ 説のこの弱点が討論に取り上げられなかつたのは不思議である。DIETZ 説の登場からプレート・テクトニクスへと発展した現在，アパラチア造山帯の主地向斜と呼ばれていた堆積盆には2つの重要な要素がある事が明らかである。一つは大陸縁膨堆積物であるらしいという事であり，もう一つは，もし火山岩類が沈み込むプレートに関係した活動に由来するものであるならば，すなわち島弧型の火山活動に伴うものであるならば，当時の火山前線は大陸棚の外側，大陸縁膨の上を走つていたのだろう，という事である（DIETZ, 1963 ; BIRD and DEWEY, 1970）。地向斜の模式地であるアパラチア造山帯における主地向斜のこの2つの本質的な特徴のいずれを取り上げて主地向斜を定義するかによつて，主地向斜と呼ばれたものの実体は著しく変化する。

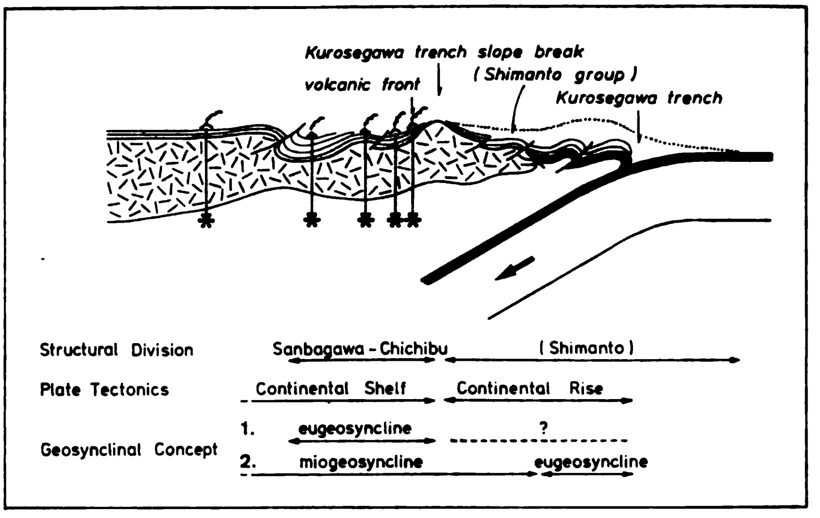
まず DIETZ がしたように，堆積相に重点を置いて大陸縁膨を主地向斜，大陸棚を副地向斜と定義してみよう。火山前線の位置は海溝の位置とそこから沈み込む大洋地殻の角度によつてほとんど一義的にきまつている（DICKINSON and HATHERTON, 1967 ; 上田誠也・杉村　新，1970）。したがつて火山前線が大陸棚の上を走る事も起こり得る。そのような場合，火山噴出物に富む大陸棚堆積物を副地向斜堆積物と呼び，火山噴出物を伴わない大陸縁膨堆積物を主地向斜堆積物と呼ぶ事は，多くの地質学者に受け入れられるであろうか。たとえば，秩父累層群が大陸地殻の上で堆積したものであるならば（市川浩一郎ほか，1972 : 木村敏雄，1973），秩父地向斜と呼ばれて来た地域の多くは副地向斜である。その対の主地向斜は黒瀬川海溝のすぐ内側，すなわち現在四万十層群が分布する地域の下部に広がつているであろう（堀越　叡，1972）（第7図）。またアパラチア主地向斜のそもそもの原義は，堆積物の中に火山噴出物が多いという点にある。このような特徴を重要視して秩父累層群を主地向斜堆積物であるとみなすならば，秩父累層群とは対の大陸縁膨堆積物を何と呼んだらよいのであろうか。

筆者は，DIETZ 討論の延長方向には「地向斜」が持つこのようなあいまいさに対する吟味があつてもよかつたと思う。しかし議論はそのような方向には発展せず，この種の問題は散発的に論じられただけにとどまつた（AHMAD, 1968 ; CONY, 1970 ; 松田時彦，1971 ; WANG, 1972）。そしていまだに，海洋底拡大説を理解していると思われる人々によつても，何のためらいもなく「地向斜」が使われている。

IX. DIETZ に刄向かった人々

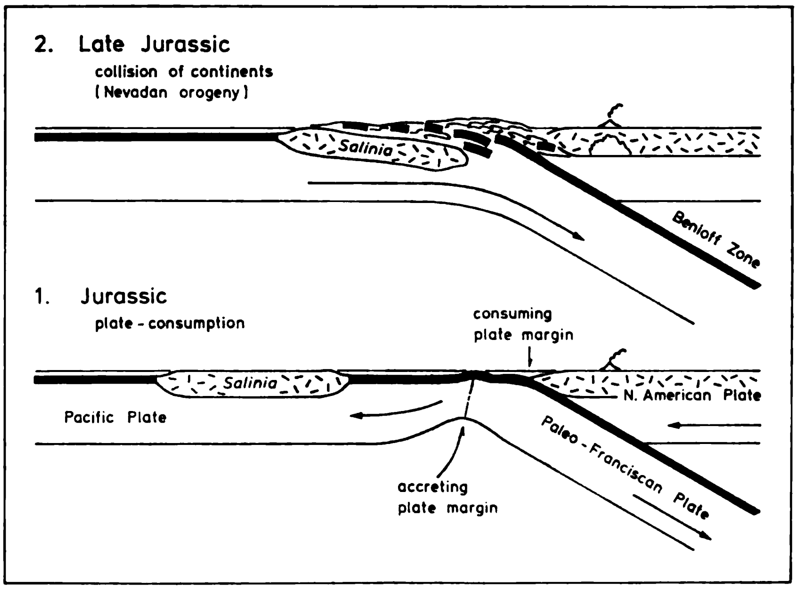
この種の革新的な説に対する反論の中には科学史的必然性のあるもの，つまり当時の考えをみごとに反映しているものもあるし，また全く見当はずれと評価されるものもある。むすびとして，DIETZ 説に反対した人々のその後の考えを追跡してみる事にしよう。

まずまつ先に DIETZ にかみついた HSU を取り上げよう。HSU は1929年に南京で生まれた。合衆国へ渡つて一時民間会社にいた後，ニューヨーク州立大学からカリフォルニア大学へ移つた。ここにいた1964年から1967年までの間に，主としてフランシスカン層群を研究した。DIETZ 説に反対したのはこの間の事である。その後彼はチュリッヒの工科大学へ移つたが，そこで1969年に発表した論文までは古い地向斜概念に貫かれている。彼がみごとに変貌したのは，1970年に投稿され1971年に発表された論文からである。なかでも Fransiscan Mélange についての論文は（HSÜ, 1971），造山帯のプレートモデルとして広く引用されるものの一つになつた。この論文で彼は，フランシスカン造山運動の地史をプレート・テクトニクス



第７図　佐川造山運動のテクトニックスの概念図

この図は三波川，秩父帯の基盤に大陸地殻があつたとするとこうなるだろうという一つの例であり，筆者（1972）の主張とは一致しない．プレート・テクトニクスはもともと斉一観に基づいており，地向斜概念の登場によつて採用された特殊な用語を必要としない。しかし地向斜概念では，正地向斜・副地向斜という用語にしても，その模式地であるアパラチアでのどの性格をより重要視するかによつて用い方が異なつてくる．



第８図　フランシスカン造山のテクトニクス (Hsu, 1971)

地向斜派を代表して DIETZ に食いついた HSU は1969年頃に転向，1971年にフランシスカン造山のプレート・テクトニクスを発表した．造山運動に微少大陸が登場するのはこれが初めてではないかと思われる．しかしサリニア微少大陸（第５図）は，北米大陸の一部がトランスフォーム断層で切られ，移動して来たとする考えもある（ATWATER, 1970)。

を用いて説明した。そして当時の大陸縁より外側と思われる大陸地殻の存在を，“微小大陸（micro-continent）”という概念を導入して切り抜けた。HSU はフランシスカン主地向斜堆積物のフランシスカン層群は大洋地殻の上に，副地向斜堆積物のグレートバレー層群は大陸棚の上に堆積したとして，それまでの主，副地向斜堆積物の対が大洋地殻と大陸地殻のそれぞれに堆積した堆積物の対である事を述べた（第8図）。まさに DIETZ の説を全面的に採用した，と思えるのだが，面白い事に HSU は DIETZ の論文については一言も触れず，文献としてすら引用していない。

執念深く二度も DIETZ に食い下がつた YOUNG は，主としてプレカンブリア紀層の堆積構造についての研究をやつている（たとえば YOUNG, 1968). したがつて彼が現時点でプレート・テクトニクスをどう理解しているのか，あるいは地向斜についての DIETZ 説をどう考えているのか，といつた点を論文から推察する事は出来ない。CLIFFORD も同様にプレカンブリアの火成岩類についての論文が多い（たとえば CLIFFORD, 1968)。彼はテクトニクスやマグマの成因について触れていないので，その後の彼の考えが変わつたかどうかはよくわからない。ただ彼の1968年の論文にはマントル対流や大陸移動が出て来るので，これらの点についての彼の理解のほどは知る事が出来る。HENDERSON には筆者の目に触れた論文がなく，彼の現在の考えはわからない。

謝　辞

この一文は複雑な過程を経てかかれた。まず1970年頃，筆者はノルウェー工業大学で「造山運動概念の変容」という論文を書いたが，重複する部分の多い論文が日本で発表された事を知り，発表しなかつた。その後1973年に「地向斜とは何であつたか」を書いたが，これも発表しなかつた。この両方から，この小文の第一，二章に相当する部分を抜き出し，書き加えたものが本稿である。ノルウェー稿をみて頂いた東京大学木村敏雄教授，1973年稿を読んで頂いた東京大学付属高校浜島　尚氏，筑波大学佐藤正　教授さらにこの最終稿を読んで頂いた東京大学地震研究所松田時彦，中村一明両助教授に深く感謝いたします。なお，長い年月の間に色々の方々に読んで頂き，その時その時に手直しをしましたが，言うまでもなくすべての責任は筆者にあります。

参考文献

1. DIETZ の地向斜についての論文と討論

DIETZ, R. S. (1963) : Collapsing continental rises : an actualistic concept of geosynclines and mountain building. J. Geol., **71**, 314-333.

HSU, K. J. (1965) : Collapsing continental rises : an actualistic concept of geosynclines and mountain-building : A discussion. J. Geol., **73**, 897-906.

DIETZ, R. S. (1965) : Collapsing continental rises : an actualistic concept of geosynclines and mountain-building : A reply. J. Geol., **73**, 901-906.

DIETZ, R. S. (1966) : Passive continents, spreading sea floors, and collapsing continental rises. Amer. J. Sci., **264**, 177-193.

YOUNG, G. M. (1967) : Passive continents, spreading sea floors, and collapsing continental rises : A discussion. Amer. J. Sci., **265**, 225-230.

DIETZ, R. S. (1967) : Passive continents, spreading sea floors and collapsing continental rises : A reply. Amer. J. Sci., **265**, 231-237.

DIETZ, R. S. and HOLDEN, J. C. (1966) : Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time. J. Geol., **74**, 566-583.

CLIFFORD, P. M. and HENDERSON, J. R. (1968) : Miogeoclines (miogeosynclines in space and time): A discussion. J. Geol., **76**, 111-112.

DIETZ, R. S. and SPROLL, W. P. (1968) : Miogeoclines (miogeosynclines in space and time): A reply. J. Geol., **76**, 113-116.

YOUNG, G. M. (1968) : Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time : A discussion. J. Geol., **76**, 116-119.

DIETZ, R. S. (1968) : Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time : A reply. J. Geol., **76**, 119-121.
DIETZ, R. S. (1964) : Origin of continental slopes. Amer. Scientist, **52**, 50-69.
DIETZ, R. S. (1972) : Geosynclines, mountains and continent-building. Sci. American, **226**, 30-38.

2. 引用文献

AHMAD, F. (1968) : Orogeny, geosyncline and continental drift. Tectonophysics, **5**, 177-189.
ATWATER, T. (1970) : Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. Geol. Soc. Amer. Bull., **81**, 3513-3536.
BIRD J. M. and DEWEY, J. F. (1970) : Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. Geol. Soc. Amer. Bull., **81**, 1031-1060.
CLIFFORD, P. M. (1968) : Flowed basalts, dike swarms and subcrustal flow. Can. J. Earth Sci., **5**, 93-96.
CONEY, P. J. (1971) : Cordilleran tectonic transitions and motion of the North American plate. Nature, **233**, 462-465.
DEWEY, J. F. and BIRD, J. M. (1970) : Mountain belts and the new global tectonics. J. Geophys. Res., **75**, 2625-2647.
DICKINSON, W. R. and HATHERTON, T. (1967) : Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. Science, **157**, 801-803.
DIETZ, R. S. (1954) : Marine geology of northwestern Pacific : description of Japanese bathymetric chart 6901. Bull. Geol. Soc. Amer., **65**, 1119-1224.
DIETZ, R. S. (1961) : Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, **190**, 854-857.
DIETZ, R. S. (1964) : Sudbury structure as an astrobleme. J. Geol., **72**, 412-434.
DRAKE, C. L., EWING, M. and SUTTON, G. H. (1959) : Continental margins and geosynclines : the east coast of North America north of Cape Hatteras. in : Physics and Chemistry of the Earth, **3**, (ed.) L. H. AHRENS, F. PRESS, K. RANKAMA and S. K. RUNCORN. Pergamon Press, New York, p. 464, 110-198.
EWING, M., LUDWIG, W. J. and Ewing, J. I. (1964) : Sediment distribution in the oceans : the Argenetin Basin. J. Geophys. Res., **69**, 2003-2032.
GASTIL, G. (1960) : The distribution of mineral dates in time and space. Amer. J. Sci., **258**, 1-35.
GEOTIMES (1970) : Deep Sea Drilling Project : Leg 11. Geotimes, September, 14-16.
HEEZEN, B. C., HOLLISTER, C. D. and RUDDIMAN, W. F. (1966) : Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. Science, **152**, 502-508.
HESS, H. H. (1962) : History of the ocean basins. in : Petrological Studies, a volume in honor of A. F. Buddington, (ed.) A. E. J. Engel, H. L. James and B. F. Leonard, Geol. Soc. Amer., New York, p. 660, 599-620.
堀越 叡 (1972) : 日本列島の造山帯とプレート. 科学, **42**, 665-673.
HSÜ, K. J. (1972) : Franciscan mélanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics. J. Geophys. Res., **76**, 1162-1170.
市川浩一郎・松本 隆・岩崎正夫(1972) : 科学, **42**, 181-191.
IRVING, E., EMSLIE, R. F. and UENO, H. (1974) : Upper Proterozoic paleomagnetic poles from Laurentia and the history of the Grenville structural province. J. Geophys. Res., **79**, 5491-5502.
ISACKS, B. I., OLIVER, J. and SYKES, L. R. (1968) : Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res., **73**, 5855-5899.
KAY, M. (1951) : North American Geosynclines. Geol. Soc. Amer., Memoir 48, p. 143.
KIMURA, T. (1973) : The old inner arc and its deformation in Japan. in : The Western Pacific (Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry) (ed.) P. J. Coleman, University of Western Australia Press, p. 675, 255-273.
LE PICHON, X. (1968) : Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., **73**, 3661-

3697.
松田時彦 (1971)：造山帯に関する最近の考え方．日本鉱山地質学会，特別号 No. 4, 17–31.
都城秋穂 (1971)：大西洋の両岸の造山帯．科学，41, 271–284.
MORGAN, W. J. (1968) : Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. J. Geophys. Res., **73**, 1959–1982.
PILKEY, O. H., MACINTYRE, I. C. and UCHUPI, E. (1971) : Shallow structures: shelf edge of continental margin between Cape Hatteras and Cap Fear, North Carolina. Bull. Amer. Assoc. Pet. Geologists, **55**, 110–115.
STOCKWELL, C. H., MCGLYNN, J. C., EMSLIE, R. F., SANFORD, B. V., NORRIS, A. W., DONALDSON, J. A., FAHRIG, W. F. and CURRIE, K. L. (1970) : Geology of the Canadian Shield. in: Geology and Economic Minerals of Canada, (ed.) R. J. W. Douglas, Geol. Survey Canada, p. 838, 44–150.
TARLING, D. H. and RUNCORN, S. K. (ed.) (1973) : Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, 1 and 2. Academic Press London and New York, p. 1184.
UCHUPI, E. and EMERY, K. O. (1967) : Structure of continental margin off Atlantic coast of United States. Bull. Amer. Assoc. Pet. Geologists. **51**, 223–234.
上田誠也，杉村　新 (1970)：弧状列島．岩波書店，p. 156.
WANG, C. S. (1972) : Geosynclines in the new global tectonics. Geol. Soc. Amer. Bull., **83**, 2105–2110.
WILSON, J. T. (1966) : Did the Atlantic close and then re-open? Nature, **211**, 676–681.
YOUNG, G. M. (1968) : Sedimentary structures in Huronian rocks of Ontario. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **4**, 125–153.

(1976年2月23日受理)

書評と紹介

保柳睦美編著：伊能忠敬の科学的業績——B５版．510p．付図２．口絵写真版10p．(カラー版２p.) 挿入図・表多数．昭和49年11月．東京．今古書院．価8,800円

カール・リッターはプトレマイオスの地図がなかつたならば，今日の地図は現在のような完成の域には達しえなかったであろうと述べているが，わが国でも伊能図が存在しなかつたならば，明治以降における日本の地図の急速な近代化は望みえなかったであろう。すでに江戸時代中期に実測日本全図を完成せしめた伊能忠敬の功績に対して，明治22年(1889)に東京地学協会によって「伊能忠敬測地遺功表」が建設され，また大正６年(1917)には帝国学士院の委嘱によって，大谷亮吉編著「伊能忠敬」が出版された。しかし大谷亮吉氏は地球物理を専門とされたので，この800ページに近い著書において，伊能忠敬の伝記をはじめ，彼が使用した観測器具や測量法など，忠敬の測量事業については極めて詳細に記述されているが，忠敬の科学的業績である伊能図そのものについては，わずかに触れられているに過ぎない。そこで東京地学協会では昭和40年の忠敬遺功表再建の機会に，その特別事業として伊能忠敬記念出版委員会が設けられ，とくに編集委員長保柳睦美教授の献身的な努力によつて，伊能図に関する諸論文を中心に編集し，ようやく完成をみるに至つたのが本書である。

本書もＢ５版500ページを超える大冊であるため，その概要を紹介するにとどめるが，本書の構成は第Ⅰ編——論文，第Ⅱ編——資料とその解説の２部より成る。第Ⅰ編の11編の論文のうち，増村　宏および広瀬秀雄教授のそれぞれ１編を除いた他の９編の論文は，いずれも保柳教授の執筆になるものである。

第Ⅰ編の巻頭論文「伊能図の意義」(保柳) は，昭和43年に佐原市で開催された伊能忠敬150年祭における著者の記念講演を記録したものであり，また本書のいわば総論にあたるものである。まず著者は忠敬の全国測量の意義について述べ，ついで伊能図の特色が，地図の美しさや精密度などにあることを指摘しているが，忠敬が絵師たちの援助によつて地図を美しく仕上げることにつとめたのは，幕府の要人などの素人たちにも地図の価値を理解せしめることが必要だつたからである。また伊能図が当時としては甚だ高い精密度を有していたのは，忠敬の測量法は三角測量法などを用いるまでには至つていなかつたが，従来の伝統的な道線法と交会法に，恒星の観測による緯度測定を，全国にわたつて非常な根気をもつて，ていねいに実施した結果である。しかし伊能図の日本の北東部や南西部では東に偏して経度のズレが認められる。このような経度の誤差が生じたのは，クロノメーターもなかつたので，経度は測地的計算によつて求めざるをえなかつたからであり，また伊能図は結果的にはサンソン・フラムスチード図法を用いたと同じになつているが，実際はあとから計算によつて記入されたのである。したがつて，日本全図では各地方図をそのまま東西に継げたため，京都を通る中度 (0°) の経線から遠ざかるにつれ経線のズレが多くなつていること，また忠敬の科学・技術的教養については，忠敬の蔵書などに基づいて考察し，忠敬が学んだ西洋科学の技術は直接蘭学の影響によるものではなく，暦学をはじめすべて漢籍を通じて摂取されたことを明らかにしている。

「伊能忠敬の全国測量の概要と陰の功労者」(保柳) では，著者は日本全国測量という大事業をなしとげた最大の根源は，忠敬の実行力と根気にあることをあげ，「大日本沿海実測録」(14巻) や「測量日記」(28冊) などを基本資料として，伊能隊の測量ルートや行程距離をできる限り正確に把握し，さらに寛政12年 (1800) の蝦夷地測量から最後の文化10年(1815)に至るまでの全国測量中のできごとを詳細に記載している。また忠敬の事業を援けた人たちは高橋至時や間　重富などもあげられるが，最大の功労者は高橋景保であるとし，沿海測量にはじまつた忠敬の全国測量が，後年は中国や九州地方の測量ルートが密になつていることからみても，幕府の方針が忠敬の測量の重要性を認めて内陸部の測量にまで及ぶように変更されたからであり，それは景保の手腕によるものであ

ると論じている。

「大谷亮吉編著"伊能忠敬"の日本測量について」(増村)は，伊能隊の測量に対して，地方諸藩では猜疑し，幕府の命令であるとはいえ，領内測量には内心不快，不満の念を抱いていたとみなす大谷氏の見解に対する批判である。この問題については保柳教授も指摘しているところであるが，増村教授は伊能隊と諸藩との交渉について，前田藩や島津藩などの諸藩の事例研究によつて，享和3年(1803)までの測量においては地方役人の無理解から若干のトラブルはあつたにしても，文化2年(1805)以後，御用測量隊となつてからは諸藩は伊能測量隊を積極的に援助し，ことに島津藩では財政的には窮迫していたにもかかわらず，極めて協力的であつたことを，島津藩の記録に基づいて論証している。

「伊能忠敬による緯度1°の距離測定と新投影法の考察」(保柳)においては，忠敬の緯度測定の経緯について述べ，忠敬によつて算出された緯度1°＝28.2里が，ラランドの暦書の示すところに従つて，景保によつて確認されたこと，また忠敬が用いたいわゆる伊能折衷尺が結果的には，度量衡法の曲尺とほとんど一致し，1尺＝0.30303m，したがつて28.2里＝110.75km に相当することを明らかにしている。さらに著者は伊能図の経緯線について触れ，経度は測地的計算によるものであるため，伊能図の精度は緯度・方位・距離の三者を精密に測定することによつて達成されたものであり，また伊能図の経度は前述のように，あとから記入されたので，見かけ上はサンソン・フラムスチード図法の経緯線のようであつても，この投影法によつて描かれた地図でないことをあわせ論じている。

「伊能忠敬の全国測量と経度問題」(広瀬)では，まず忠敬の全国測量が最初は高橋至時の指導によつて,日本における緯度1°に対する地表距離の測定を目的としたものであることを述べ，ついで広瀬教授は伊能図の経度は測地観測，すなわち国内測量によつたものであるため，グリニッチ経度は伊能図の問題ではなかつたのである。したがつてシーボルト図の京都のグリニッチ経度135°40′E は，大谷氏が推定されたようにわが国で天文観測によつて決定されたものではなく，逆に，クルーゼンシュテルンが長崎に来航した際に行つた経度測定値を，伊能図によつて京都に移したに過ぎないことが究明された。また以上のような測量方式から生ずる経度問題については，とくに伊能図の四国・九州図から読みとつた各地の経度について詳細に吟味し，さらに忠敬が描いた経緯線ネットは，まだ投影法の知識を有していなかつたので，東洋流の北極出地と方格図という思想図に，西洋流の経線を書きこもうとしたことから必然に生まれたものであるとされている。

「伊能特小図と特殊中図」(保柳)では，大図・中図・小図のほかに，小図の 1/2 の縮尺の特小図があり，その最初の地図は，景保によつて作製された日本輿地図藁と呼ばれるものであるが，忠敬の測量がまだ九州に及んでいなかつたので，九州は奇妙に細長い形をなしている。その他の特小図としては，日本国地理測量之図と称されるものや，景保がシーボルトに与えようとして発覚した片カナ地名日本図などがあり，著者はこれらの特小図の担当の関係について考察し，さらに縮尺は中図であるが，内容的には大図の性格を持つ学習院大学所蔵の特殊中図についても付記している。

「伊能図とシーボルトの日本国地図」(保柳)では，シーボルトの日本図の原図は芦田伊人氏の云う正保図ではなく，シーボルト図の日本列島の海岸線の基本図としてはさきの片カナ地名日本図，主要地点の経緯度は高橋景保編の「地勢提要」に拠り，また内容的には赤水図に負うところが多いことが論証されている。

「伊能図に基づいたイギリス製日本沿海図」(保柳)では，1855年のイギリス製日本沿海図はクルーゼンシュテルンの海図による不正確なものであつたが，文久元年(1861)に来日したイギリス海軍の測量艦が持ち帰つた伊能図に基づいて，全面的に改訂された経緯について述べる，また「世界の地図作製史上における伊能図の地位」(保柳)では，当時のヨーロッパ先進諸国の地図と比較すれば，伊能図は経緯度の精度や地形の表現に劣るところがあり，高度の測量も欠如しているがしかしアメリカ・アジア諸国の地図と比較すれば，はるかにすぐれ，ことにアジアにおいては，伊能図は

現代の陸海地図の基礎として，飛び抜けて高いことを評価している。

さらに「明治以後の日本社会と伊能図の存在」（保柳）では，明治以降におけるわが国の近代地図の発達に与えた伊能図の貢献について詳述され，ことに伊能図を基本図として作製された輯製20万分1図が，三角測量による大縮尺の地形図がすべて完成するまで，明治から大正にかけて果した大きな社会的役割について記されている。

最後の「伊能忠敬と東京地学協会」は，本書の結論にあたるものであり，伊能忠敬の顕彰のためにこれまで行つてきた東京地学協会の事業などについて述べ，「忠敬の科学的業績を公正に評価し，その業績のすぐれた点を明かにすることが，東京地学協会に委ねられた仕事の一つである」と結んである。

以上の第Ⅰ編に対して，第Ⅱ編では，資料として，「伊能忠敬・高橋至時・間 重富・高橋景保の墓碑文」，渋川景佑編「伊能翁言行録」などをはじめ，「大日本沿海実測全図序文」，高橋景保編「地勢提要」，および東京地学協会で行われた佐野常民，長岡半太郎の講演が，いずれも詳細な解説を加えて集録され，付録には忠敬に関連する年表や，忠敬の時代を中心とする地図学史が解説として付載されている。

なお巻末31ページにわたる英文要旨も，外国には誤つて伝えられていることの多い忠敬の科学的業績について，正しい理解を与えるのに大きな意義を有している．

以上にみられるように，本書は伊能忠敬の日本全国にわたる測量事業と伊能図についての諸問題を，それぞれ多方面にわたつて把え，しかもいずれも博捜された数多くの文献や資料に基づいて，深く検討された貴重な論文である。ことに編者の保柳教授が東京都立大学停年退官後，非常な熱意と努力をかたむけて伊能忠敬の研究に専念され，その成果が本書となつて結実したことは，晩年になつて実測日本図の完成につとめた伊能忠敬の根気強さに通ずるものがあり，本書は大谷氏の著書とともに，伊能忠敬研究の金字塔をなすものである。ただ欲を云えば，本書の序言にも記されているところであるが，各論文をそれぞれ単独でまとまつたものにするため，記述の重複するところが多いのは，やや煩瑣に感じられる。また著者の独断を避けるために，少しでも実証し得る資料がない場合には推定を下さないなど，余りにも厳正な記述のため，かえつて著者の見解の理解を困難ならしめている点もみられる。

なお本書の刊行後にみられた伊能忠敬に関する記事としては，高瀬重雄「越中の絵図」（富山文庫12，昭和50年）には，富山藩における伊能測量隊のことが記されているが，それに引用された奉行所から十村（となむら）に対して出された「御触御用留」に測量隊の接待についての心得が記され，また忠敬に供された料理の献立や，忠敬は早起きで勤勉な客であり，酒を飲まず，すまし汁よりも味噌汁を好む者であつて，忠敬の素朴な人となりがしのばれる。

また最近，福岡地誌研究会の企画によつて，九州文化史研究施設所蔵の「福岡城下町・博多・近隣古国」の復刻版が刊行された。この地図は「伊能図」の特色を具えているが，直ちに「伊能図」と断定するには多少の余地があり，またこれに関連してさらに望蜀の言を述べるならば，模写図しか現存しないか，文化13年（1816）の「江戸府内図」などの研究も加えてもらいたかつた。また本書とならんで計画されたという伊能忠敬の「測量日記」も保柳教授の手によつて出版されることが望まれる。　　　　　　　　（織田武雄）

水路部海洋資料センター編集：海洋環境図外洋編　北西太平洋――海洋要素統計(全月)――A
2版．解説4頁．図表164．1975年12月．日本水路協会発行．価27000円

今日までの海洋観測は専ら船舶によるものであつて，最近ようやく人工衛星や観測ブイによつて行われるようになつた。船舶による観測は，ある時のある場所の観測が行われるだけであつて，しかも海洋における船位決定の困難さから再び同一地点での観測を行うことは極めて困難であり，定点で長期にわたる連続観測が行なわれ得ない欠点を持つている。従つて海洋環境を総覧するためには，出きるだけ多くの観測資料を集め，これを標準化して統計処理を行うことが必要になつてくる。

1961年(昭和36年)に開催された第1回の IOC 会議 (INTERGOVERNMENTAL OCEANOGRAPHIC COMMISSION；政府間海洋学委員会) で世界の海洋資料の収集，処理，解析，交換を容易ならしめるために各国に海洋資料センターの設立が勧告され，既に1957・1958年（昭和32・33年)に設立された世界海洋資料センター(WDC) A（ワシントン）とB（モスコー）と提携するよう期待された。この IOC の勧告をうけて，1965年（昭和40年）4月日本の海洋資料センター(JODC) が海上保安庁水路部内に設立され，WDC のAおよびBと海洋資料の相互交換を行うと共に，国内的にはあらゆる機関の海洋観測資料を集め，標準化することとなつた。

本図表は，海洋資料センターが収集し，標準化処理した1923年（大正12年）以来約50年間の，日本近海および北西太平洋海域(0°～48°N., 100°～170°E.) における海洋観測約11万測点の資料によつて作成されている。内容は水温(°C)，塩分(‰)，酸素 (ml/1)，海水密度 (g/1)，力学的深度偏差 (dyn. m) (1,000db 基準)，透明度 (m) の海洋学的諸要素について平均値，標準偏差，1/10 最大値，1/10 最小値（メッシュ毎の統計全期間に関するもの）を深度0，100，200，400，600，800，1,000，1,500，2,000，3,000，4,000，5,000m 毎に図化している。但し標準偏差，最大値，最小値は 0～1,000m，力学的深度偏差は0～600db までの平均値と標準偏差，また透明度は平均値のみとなつている。そして統計は緯度，経度の1度メッシュを基本統計単位として実施し，沿岸地形が含まれる日本近海については緯度・経度の30分メッシュに細分化している。基図には880万分の1の海図を1,800万分の1に縮図して使用しているので，投影法はメルカトール図法である。

海洋に関するこの種の出版物は，わが国では最初のものであつて誠に画期的なものであるということが出来る。関係者の努力に対して心から敬意を表するものである。

この図表を見て最初に感じることは，宏大な海域に対して海洋観測の実績が余りにも少ないということである。約50年間の統計数が100を超える1度メッシュは日本の周辺600浬以内の海域である。従つて現状では季節別の統計を行い得るのは日本近海がやっとであり，日別となると近海のうちの限定された海域とならざるを得ないと思われる。また垂直的に見れば，例を水温にとつていえば表面水温こそ10.6万点あるが，水深600m では3.3万点に達せず，水深1500m では6711点，水深5000m の深海になると測点数は僅かに340しかない。海洋の開発利用，環境保全，防災等の分野に実用的な価値のある資料としては月別が必要であろうと思われるが，そのためには資料センターの一層の積極的な活動を期待するものである。

海洋開発，海洋環境保全を単なるお題目，または海洋の荒廃に終らせないためには，基礎的な海洋観測をまず充実させなければならないということを改めて思い知らされた出版物である。

（川上喜代四）

協会記事

理事会（昭和51年6月9日）

I．出席者：坪井会長，末野，保柳各副会長，岡山監事
尾崎，川上，矢沢各理事

II．議　事：

地学協会百年記念行事について

1．準備のため準備委員会を設けることとし，保柳副会長を委員長に選出した。委員については委員長の手元で次回の理事会まで選考することにした。

2．矢沢理事より50周年には地学雑誌の総目録を，70周年，90周年にはそれぞれ年史を出版した旨紹介があつた。

編集委員会（昭和51年6月25日）

I．出席者：矢沢委員長，安斉，川上，河村，神戸，式，高崎，前島，前田各委員

II．議　事：地雑誌第85巻5号の編集について審議した。

将来検討委員会（昭和51年6月29日）

I．出席者：末野委員長，岩生，尾崎，神山，川上，斉藤，西川，保柳，森本各委員

II．議　事：

1．諸般の意見交換がなされた。

将来検討理事会（昭和51年7月14日）

I．出席者：坪井会長，末野委員長，尾崎，片山神山，川上，斉藤，西川，保柳各委員

II．議　事：

1．各委員からの経過報告があり，諸案について検討がなされた。

理事会（昭和51年7月14日）

I．出席者：坪井会長，末野，保柳各副会長，岡山監事，
岩生，尾崎，川上，西川，矢沢各理事

II．議　事：

1．正会員退会として，次の申込を受理した。

笠井恵祐（昭和51年6月1日逝去）

2．東京地学協会百年記念事業準備委員について。

保柳委員長より次の委員を委嘱したき旨申出でがあり了承された。

岩生周一，尾崎　博，川上喜代四，諏訪彰，虎岩達夫，西川　治，浜田隆士，矢沢大二

3．東京地学協会賞の贈呈について次回理事会まで候補者があれば提案することにした。

4．役員選挙について，

9月25日評議員会を開き，推薦委員会の10名を選出するよう準備することにした。

編集委員会（昭和51年7月19日）

I．出席者：矢沢委員長，
安斉，川上，諏訪，前島，前田各委員

II．議　事：

1．地学雑誌第85巻6号編集について審議した。

逝去会員

会員　中尾清蔵君は昭和51年6月20日逝去されました。謹んで哀悼の意を表する。

東京地学協会

地学雑誌 第814号　昭和51年8月20日印刷　昭和51年8月25日発行

編集兼発行者　矢沢大二

印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3-12-15

発行所　社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号102
電話東京(261)0809番
振替口座東京66278番

東京地学協会取扱い出版物

1/5万 地質図説明書付き (除△印)

各 460円
〒 400円

上松
今治西部
伊予三崎
岩館
渡島小島
飫肥
蟹田
串本
小清水
小泊
垂水
妻籠
都井岬
西方
八丈島
春立
東茂住
幌加内
本岐
神子元島
三日市
焼尻島
湯本
吉野山
飯田
伊万里
岩内
羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦
襟裳岬
遠別
大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島
海南
蠣ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島
霧島山
北見
鞍岡
甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森
佐用
猿留
塩尻
志布志
城端
周匝
須坂
諏訪
川内
鷹巣
田沢湖
但馬竹田
遠布
田並
太良鉱山
丹後由良
近川
智頭
月形
土淵
都農
当別
動木
苫前
富高
富山
那智
男体山
仁位
西徳富
沼田
根雨
鰐崎
羽島
初浦
羽幌
浜益
美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島
深浦
船津
幌泉
母衣月
三島
三田井
三厩
森吉山
円別
焼石岳
米子
呼子
陸中野田
留萌
涌谷
若柳

各 600円
〒 400円

赤穂
阿寒湖
秋葉山
足尾
厚田
阿仁合
網走
虻田
荒島岳

各 890円
〒 450円

大屋市場
草津
五所川原
田老
津山東部
徳舜瞥
人首
妹背牛
△横田

850円 〒400円
山形市北部地質図

各 1,390円
〒 450円

磯浜
岩沼
魚津
臼杵
川尻
金華山
熊石
久遠
五城目
竹貫
那珂湊
野尻
陸奥川内
米内沢
彦根東部

各 1,510円
〒 450円

羽後和田
大樹
飛騨古川
舘

各 2,390円
〒 450円

蓼科山
浜松

1/50万地質図 〒300

東京	890
八丈島	500
奄美大島	500
金沢	1,280
岡山	1,280

各 〒 450円

芦辺・勝本・郷ノ浦	〃	600円
大槌・霞露岳	〃	600円
大間・佐井	1組	600円
阿田和・新宮	1組	890円
伊予高山・八幡浜	〃	890円
掛塚・見付	〃	890円

東京地学協会取扱い出版物

地質調査所報告

号	各 〒 500円	定価 円
156	地震探鉱反射法の研究	300
160	兵庫県西播地域工業水源地域調査報告	470
161	山形市付近の天然ガス地化学調査報告	500
162	秋田県小坂鉱山の母岩の変質	450
164	火薬爆発によつて生ずる雑振動および反射波の実験的研究	450
165	北海道のチタン資源	550
168	宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書	450
176	北海道のクロウム鉱床	400
182	地震探鉱における群設置法と多孔爆発法の研究	370
184	弾性波パルスの伝播に関する研究	400
185	上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地	460
186	八幡油田鹹水の地球化学	620
188	地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について	400
189	青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について	350
190	日本におけるウランの産状 I	1,300
191	琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究	1,000
193	北海道釧路地域の炭田ガスについて	470
194	天草下島教良木層産始新世有孔虫類	470
197	北海道中軸帯白堊系の堆積について	800
199	硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究	420
200	本邦クロム鉱床の成因的研究	580

220	北海道の鉄資源	550
221	北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床	470
226	イラン国北西部のアングラン鉱山	430
235	北西九州古第三紀砂岩中のジルコン—ざくろ石—電気石比がもつ地質学的意義	500
248	西南日本内帯の"夜久野複合岩体"中の変はんれい岩とその関連岩類	700
254	爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究	950
255	異なつた三つの環境下における現世海底堆積物中の重鉱物組成	900
特別号	(C) ゲルマニウム資源について	330
特別号	(5) 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造	1,050
	日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950)	200 〒350

第11回太平洋学術会議組織委員会編集
Japan Guide Book for the Congress Tours
頒布価格1部 700円 〒 350

地質調査所月報 毎月発行，1カ年 (昭，51年) 15,510円

地学雑誌 隔月発行，1カ年 8,100円

備考 ご注文はすべて前金，正会員は定価の1割引。

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 85, No. 5 (815), 1976

目　　次

論説・報告

森川　洋：都市の人口密度分布とその変化—広島市を例として……………………（ 1 ）

前田四郎・Mario H. URDININEA R.：ボリビアの白亜系について……………………（ 19 ）

短報・資料

渡辺　光：第13回太平洋学術会議と，その中心議題としての「太平洋圏における人類の将来」について……………………（ 34 ）

松本達郎：第13回太平洋学術会議の報告……………………（ 44 ）

西脇親雄・佐野浚一：環太平洋マップ・プロジェクト……………………（ 53 ）

大矢雅彦：第10回 IGU 地形分類調査図化委員会（オランダ）報告……………………（ 62 ）

書評と紹介

Franz FLIRI: Das Klima der Alpen im Raume von Tirol〔A. Leidlmair u. F. Huter(herausg.): Monographie zur Landeskunde Tirols. Folge I〕（矢沢大二）……（ 66 ）

堀　治三郎著：神戸層群産植物化石（浜田隆士），小泉　斉著：日本の古生代頭足類化石（浜田隆士），A. MARTINSSON ed.: Evolution and morphology of the Trilobita, Trilobitoidea and Merostomata（浜田隆士），Riccardo LEV-SETTI: Trilobites —A photographic atlas—（浜田隆士）……………………（ 68 ）

協会記事：……………………（ 72 ）

口　　絵：アンデスの氷食地形（前田四郎）

CONTENTS

The Spatial Distribution and Changing Pattern of Urban Population Density: A Case Study of Hiroshima City ……… Hiroshi MORIKAWA (1)

Note on the Cretaceous System in Bolivia ……… Shiro MAEDA and Mario H. URDININEA R. (19)

The 13th Pacific Science Congress, Vancoubar, Canada, 1975, and the Problems Related to Mankind's Future in the Pacific ……… Akira WATANABE (34)

A Report of the 13th Pacific Science Congress ……… Tatsuro MATSUMOTO (44)

Circum-Pacific Map Project ……… Chikao NISHIWAKI and Shun-ichi SANO (53)

Report of the 10th Meeting of the IGU Commission on Geomorphlogical Survey and Mapping held in the Netherlands ……… Masahiko OYA (62)

Book Reviews and Society's News

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY

(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)

Founded in 1879

Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

東京地学協会取扱い出版物

（▲印新刊）

1/20万 地質図　各〒 300円

石巻	440	松山	620
大分	440	宮津	620
男鹿島	440	稚内	620
唐津	440	岩内	870
高知	440	天塩	870
野辺地	440	広尾	870
羽幌	440	尻屋崎	870
輪島	440	鳥取	1,140
青森	620	北見	1,140
網走	620	剣山	1,140
伊良湖岬	620	斜里	1,140
酒田	620	留萌	1,140
新庄	620	帯広	1,310
標津	620	知床岬	1,310
苫小牧	620	釧路	1,310
根室	1,140	▲静岡および御前崎	1,870
深浦	620		

各〒 400円

1/200万	日本地質図	1,560
1/200万	日本温泉分布図	1,280
1/200万	日本変成相図	700
1/200万	日本の火山	1,490
1/200万	日本炭田図	890
1/200万	日本鉱床生成図 (14)	720
1/200万	日本鉱床生成図 (15)	940
1/ 20万	中部地方領家帯	2,100
1/ 50万	後期新生代地質構造図東京	1,280
1/ 50万	地質構造図秋田	1,090
1/2万5千	佐世保北部	1,090
1/2万5千	生駒山地西麓部	830
1/2万5千	鬼首	830
1/ 10万	石狩沖積低地	1,240
1/ 50万	第四紀地殻変動図近畿	1,580
1/ 20万	海洋地質図 I 鹿島周辺海域海底地質図	1,850
	日本温泉-鉱泉一覧	930
1/ 20万	海洋地質図 II，対島五島海域表層地質図	1,350
1/ 200万	地質編集図 No. 16 1 絶対年代図	650
1/ 10万	東京湾周辺地域の地質	2,500
1/ 500万	An Outline of the Geology of Japan	1,030
1/ 5万	阿寺断層周辺地域の地質構造図	2,520

北海道金属・非金属鉱床総覧 I	610
北海道金属・非金属鉱床総覧 II	590
北海道金属・非金属鉱床総覧 III	560
北海道金属・非金属鉱床総覧 IV	1,490

1/7万5千 地質図 説明書付き　各〒 400円

鬼首	620	徳島	620
高松	620	勿来	620

各〒 450円

日本油田ガス田図(I)	青山奥	820
日本油田ガス田図(II)	横浜	820
日本油田ガス田図(III)	横須賀	820
日本油田ガス田図(VII)	魚沼	3,410 〒750
日本油田ガス田図(VIII)	本宿	1,510
日本油田ガス田図(IX)	七谷	820
日本油田ガス田図(X)	茂原	2,140
日本油田ガス田図(XI)	佐渡	1,510

日本水理地質図(IV)	山梨県釜無川および笛吹川流域	650
日本水理地質図(V)	香東川・土器川・財田川流域	650
日本水理地質図(VI)	愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域	650
日本水理地質図(VII)	千葉西部	6[illegible]
日本水理地質図(VIII)	奈良県大和川流域	6[illegible]
日本水理地質図(X)	関東平野北西部	6[illegible]
日本水理地質図(XI)	長野県松本盆地	6[illegible]
日本水理地質図(XII)	兵庫県南西部	8[illegible]
日本水理地質図(XIII)	佐賀・福岡県筑後川中流域	8[illegible]
日本水理地質図(XV)	都城盆地	8[illegible]
日本水理地質図(XVI)	仙台湾臨海地域	8[illegible]
日本水理地質図(XVII)	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	8[illegible]
日本水理地質図(XVIII)	福岡・大分山国川および駅館川流域	84[illegible]
日本水理地質図(XIX)	熊本県白川および黒川流域	84[illegible]
日本水理地質図(XX)	鳥取県日野川流域	84[illegible]
日本水理地質図(XXI)	福岡県矢部川中流域	84[illegible]
日本水理地質図(XXII)	山梨・長野県釜無川上流域	1,110
日本水理地質図(XXIII)	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,390
日本水理地質図(XXIV)	長野県千曲川中流域	1,390
日本水理地質図(XXV)	島原半島	1,630

空中磁気図(I)	酒田-村上-弥彦-糸魚川海域	1,030 〒 45
空中磁気図(II)	稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域	1,030 〒 45
空中磁気図(VIII. IX. X)	厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域	1,030 〒 45
空中磁気図(XI. XII)	輪島-福井-陸奥-尻屋崎-八戸-宮古-気仙沼-花巻海域	1,280 〒450

地質図幅目録図(昭，51年版)	620 〒 20



写真 1. ボリビアの La Paz 北方 Cordillera Real の氷河と氷食地形

Figs. 6 and 7 forms almost circular in 1965 as well as in 1975 and the highest point of urban population density appears about 1.5 km south of the city centre. Because of residential growth in the urban fringe, however, most of isopleths of the trend surface moved outwards in 1975 as compared with those in 1965. The distribution of residuals from the trend surface in 1975 (Fig. 8), shows the over-estimation in the urban centre and in the areas which contained non-residentials such as fabrics, schools and slope lands. On the other hand, the comparison of the two trend surface maps of percentage-change in population in the periods of 1965–70 and 1970–75 (Figs. 9 and 10), shows the spatial disturbance in the period 1970–75 as compared with the circular pattern in 1965–70; the areas of decreasing population have expanded in the overall existing built-up areas. The distribution of residentials from the cubic trend surface demonstrates spatial anomalies such as the under-estimation of urban renewal area and urbanized area located directly near the built-up areas and the over-estimation of the urban centre and an old fishing village in the suburbs (Fig. 11).

5) The critical density called by NEWLING has gradually declined and its location has moved outwards from the urban centre from 1965 to 1975 as shown in Tab. 3. Thus, the location of density crest tends to move outward as it declines. Under the present technological and economic conditions and the physical terrain…sea in the south and mountains in all other directions…which prevents free expansion of the built-up area, the writer infers, however, that the outward movement of density crest will be stopped in due time.

はしがき

都市の人口密度分布に関するマクロ的分析は，単にそれ自身の法則追求的研究であるだけでなく，都市地域構造とその変化に関する研究とも関連し，都市地理の重要なテーマの一つといえる。本稿では，これまでのこうした研究の動向を整理し[1]，それらの分析手法を用いて広島市（1970年の市域，55国勢統計区）における人口密度の空間的パターンとその変化傾向を明らかにしたい。

I. 都市人口密度分布の研究

都市人口密度の空間的パターンに関するモデルは BLEICHER, H.[2] 以後，CLARK, C.[3] や NEWLING, B. E.[4] らによつて発展をとげた。CLARK は，CBD を除くと，都市の人口密度は中心から外縁に向つて傾斜し，しかも都心部で低下し外縁部で上昇する傾向があることに着目して

$d_x = d_0 e^{-bx}$ .... (1)

を適用した。d_x は都心から x マイルにおける人口密度，d_0 は都心人口密度(central density)，b は密度勾配（density gradient）を示す。CLARK が両パラメータ d_0 と b の都市間の比較や時系列的変化に注目して以来，この検討が都市人口密度研究の中心課題をなしてきた。都心密度は居住の混雑度（congestion）を示し，密度勾配は市街地の集中度（concentration）または逆に郊外化（suburbanization）の度合を代表する係数といえるからである。

CLARK モデルの適合性についてはその後の研究によつて，世界各地の過去 150年間の 100の事例についてよく適合することが確認された。BERRY ら[5] は，この CLARK の研究が当時の都市地理学の研究分野で全く評価されなかつたことを遺憾とし[6]，この研究を強く支持し，発展させた。とくに，CLARK モデル

の成立の理論的根拠について土地利用や地価の観点から説明するとともに，都市規模と密度勾配との関係について考察した。都心から r マイルまでの間に居住する総人口 Pr は

$$Pr=\int_{0}^{r} d_0 e^{-bx}(2\pi x)\,dx \cdots\cdots\cdots (2)$$

となり

$$Pr=2\pi d_0 b^{-2}[1-e^{-br}(1+br)] \cdots\cdots\cdots (3)$$

で示される[7]ので，半径 r を無限大，その人口密度を 0 とする円錐形の体積で表わされる都市人口Pは

$$P=2\pi d_0 b^{-2} \cdots\cdots\cdots (4)$$

となる。すなわち，都市人口規模の増大は密度勾配を低下させることになる。シカゴ市の外縁の人口密度 (marginal density) を2000人1平方マイルとした NEWLING[8]の計算によると，その総人口は1920年以後都心のドーナツ現象の発達のため都市地域 (urbanized area) 人口を過大評価することになつた。

密度勾配は時系列的にみると，都市の人口面積の拡大のもとで低下する。0 時点の密度勾配を b_0 としt年後のそれを b_t とすると，

$$b_t=b_0 e^{-ct} \cdots\cdots\cdots (5) \qquad c は常数$$

の関係が成立つといわれる[9]。しかしそれと同時に，密度勾配の変化要因をただ単なる時の経過とせず，積極的な原因が検討された。MUTH, R. F.[10] は合衆国 46 市の分析にて密度勾配がかなり都市間で相違することに注目し，密度勾配（対数値）を従属変数とする重回帰分析によつて輸送費や世帯当り平均住居支出（平均収入）などとの関係を考察した。各都市の輸送費の差異についてはバス路線密度など代替指標を用いた。この分析の結果，輸送費が低い都市ほど，また平均収入が大きく住居費出費の大きい都市ほど密度勾配が緩くなる傾向が認められた。そして SMA 内に製造業雇用が分散しているか否かが密度勾配に強く影響することが知られた。SMA 内の中心都市に製造業就業者が集中しているときには，市街地はコンパクトであり，人口密度は急勾配を示すことになる。一方 WINSBOROUGH, H. H.[11]は密度勾配と大量輸送旅客数との関係を歴史的に分析し，合衆国では 1890年には大量輸送機関の発達した都市が緩勾配を示したが，自動車交通の発達した 1950年にはその関係が逆転したことを明らかにした。これに対して MILLS, E. S.[12] は，密度勾配の平担化を輸送費の減少による単なる時の経過とみるよりも，都市人口増加や所得の増大によると考えた。また東京において夜間人口と昼間人口を分析した大友篤は[13]，当然のことながら，昼間人口の方が急勾配を示すことを確認した。

都心密度については，STEWART WARNTZ[14] は1940年の合衆国都市において都市人口Pとの間に

$$d_0 \approx 75\sqrt{P} \cdots\cdots\cdots (6)$$

の関係が成立し，さらに都市人口と市街地面積Aとの間にも $A \approx P^{3/4}/357$の関係があることを見出した。そしてかかる関係が成立する理由として，都市の人口規模の増大につれて人口的重力 (demographic gravitation) が増大しそれが都心人口に加重するので都心人口密度が高まるとした。この場合には，(6) 式と (4) 式との関係から都心密度と密度勾配との間に

$$d_0=cb^{-2} \cdots\cdots\cdots (7) \qquad c は常数$$

のような関係が成立するはずである。

しかし一方では，(4) 式は都市人口Pを一定——例えば P=1——とすれば，

$$d_0=b^2/2\pi \cdots\cdots\cdots (8)$$

で表わされることになる。すなわち，都市規模が一定ならば都心密度は b^2 の関数となり，(7) 式の結果とは相容れないものとなる。さらに WEISS, H. K.[15]による合衆国都市 (1950年) の検討では，密度勾配とその SMA 人口 Pm との間に

$$b=(10^5/Pm)^{\frac{1}{3}} \cdots\cdots\cdots (9)$$

なる回帰線がよく適合するという。Pm=P と考えて (9) 式を (4) 式に代入すると

$d_0=\frac{(10^5/2\pi)}{b}$ ....(10)

となり，(7) 式に類似した関係がみられることになる。

このような都心密度と密度勾配との相対立する関係について BERRY らは次のように説明する[16]。すなわち，(8) 式の関係はある一定の都市規模グループに適用され，同一規模の都市集団においては両者は 正の相関をなすのに対して，(10) 式の関係は都市の地形的位置とか市制年数 (city age) とか交通的位置のように，同様な都市発達史をもつ都市グループに適用するものであると考える。都心密度と密度勾配との関係においては，都市規模や市制年数などの問題が絡み合っているので，これを整理して考えるのがよいであろう。ADAMS, J. S.[17] は，まず都心密度と市制年数との間には正の相関が成立し，しかも大規模な都市ほど都心密度が大きいこと，都心密度と都市規模の間にも正の相関があり古い都市ほど都心密度が高いこと，密度勾配と都市の古さとの間にも正の相関係があり，しかも小都市ほど密度勾配が大きくなることを図によつて説明した。

都心密度と密度勾配との関係については，さらにいくつかの実証的研究がある。わが国15市についての大友篤[18]の研究では，密度勾配は都市規模と逆相関を示すが，都心密度は密度勾配や DID 人口の規模とは無関係で，各都市の歴史的条件や機能的特性と関係する。一方，都心密度に影響するのは都市の歴史や建物の古さ，様式であると考えている。さらに WINSBOROUGH[19] のシカゴや MARSDEN, B. S.[20] のブリスベーンの例においても，後述の BERRY らの研究においても，都心密度と密度勾配の変化とは別途のものと考えられている。シカゴでは1860年以来密度勾配は減少の一途をたどるのに対して，都心密度は1900年か1910年までは増加し，その後減少に向っている。しかし他方では，BUSSIÈRE, R.[21] はパリ大都市圏の1911～68年の調査において $d_0=286500b-5725$, $r=0.999$の関係を認め，STEWART・WARNTZ を支持する結果を得ている。したがつて，都心密度と密度勾配との関係については今後なお検討の余地が残されているように思われる。

さらに BERRY[22] や REES[23] は両パラメーターの変化の様式から西洋都市とか非西洋都市の差異に注目した。インドを中心とした非西洋都市では，逆 BURGESS モデルの居住パターンを反映して密度勾配が一定のもとで都心密度が増大する過程がみられるという。しかしその後の BRUSH, J. E.[24] のインド都市の研究では，4つの類型化が考えられ，一律的には説明されないという。こうした郊外化現象と都心部の混雑状況の差異による都市の国際比較は今後の研究に期待されるところが大きいようである。

都心から外縁に向つて強度 (intensity) の変化する現象は人口密度だけではない。都市の人口増加率については，人口密度とは逆に都心からの距離とともに増加し，

$(1+r_d)=(1+r_0)e^{gd}$ ....(11)

で示される。r_d は都心から d マイルのところの人口増加率であり，r_0 は都心の人口増加率，g は常数である。人口密度も (1) 式のように都心からの距離との関係であるので，

$(1+r_D)=aD^{-k}$ ....(12)

でもつて，初期人口密度を D とするある期間の人口増加率 r_D が示される。k・a は常数である。NEWLING[25] は人口増加と減少の境界点にある人口密度を臨界密度 (critical density) と名づける。(12) 式から $r_D=0$ の場合を求めると，臨界密度 d_c は

$d_c=a^{1/k}$ ....(13)

となる。ピッツバーグとキングストン(ジャマイカ)の2市で臨界密度の計算をすると，32,000人と30,000人/1平方マイル (11588人/km²) となり，都市にはそれを越えると社会的費用が急増するような最適人口密度が存在するのではないかと NEWLING は考える。

さらに地価や地代の分布，都市的土地利用の集約度についても都心から市街地外縁に向けての密度傾斜がみられる。MILLS[26] によると地価分布も CLARK モデルと同型の $R_{(u)}=R_0e^{-AU}$ で表わされ，シカゴ市

では電車通勤の始まつた1857～73年，自動車の登場した1910～28年に地価勾配 A は減少し，人口密度勾配の減少とも対応することが明らかにされた。MILLS によると地価分布モデルからの残差は居住快適度（residential amenity）を示すが，YEATES, M. H.[27]のシカゴ市の分布のように，ミシガン湖からの距離や非黒人比率がその測定に適するかどうかは疑問としている[28]。MILLS[29] はまた，合衆国 18SMSA の人口密度と 4 産業就業者（就業地別）についての密度勾配の時系列的変化を検討した結果，1948～63年にかけて平担化に向うものが多く，そのなかでは人口密度の密度勾配が最低で製造業・小売業・サービス業・卸売業がこれに続き，しかもこの順位は15年間不動なことを明らかにした。

このように人口密度と都市土地利用の密度との関係の考察は，都市の地域構造論にとつて重要な課題であり，人口密度分析は都市地理学の幅広い研究領域にしつかりと根をおろしたものとなる。

以上のように，CLARK モデルに基づいて多くの検討がなされたが，これは直線的指数モデル（linear exponential model）のため，都心部のドーナツ現象の説明には不適であり，郊外においても実測値から離れたものとなる。NEWLING[30] は，この点に着目して２次方程式モデル（quadratic model）

$d_x = d_0 e^{bx-cx^2}$ ……(14)

を適用した。b・c は常数。変形すると，

$\ln d_x = \ln d_0 + bx - cx^2$ ……(15)

となり，自然対数を用いた半対数方眼紙に抛物線で表わされる。この曲線の特徴についてみると，都心から b/2C の位置に，$d_0 e^{b^2/4C}$ の人口密度の極大点（density crest）が現われる。また b<0 のときにはドーナツ現象（density crater）は現われず，b=0 では先に発表された TANNER・SHERRATT のモデル[31]と一致する。b>0 においてはじめて，ドーナツ部分と極大点をもつた曲線となり，さらに $b/\sqrt{2C}$ の値を分析することによつて都市の成長段階を区分した。

NEWLING はこのモデルによつて 19 市の事例を検討した結果，２つの例外を除くとすべては c<0 となつてモデルの適合性が確認された。しかも時系列的変化をみると，極大点の人口密度は19世紀以後次第に低下するとともに，多くの場合，c 値の低下により市街地の拡大につれて密度勾配は緩やかな曲線を描くことが判明した。しかし $b/\sqrt{2C}$ の恒常的増加はみられず，予想された人口密度の極大点の外方移動は実証されなかつた。この問題に関するその後の実証的研究では，GUEST, A. M.[32] は1920年以後クリーブランド市では極大点の外方移動を認めなかつたが，LATHAM・YEATES[33]のトロント大都市圏の調査では極大点は1966～71年間に年間0.47マイルの割合で外方に移動しつつあると推定した。すなわち，(15) 式における係数 d_0・b・c を時間 t に対する変数とすると，d_0・c は次第に減少するのに対して b 値だけは増大し，BLUMENFELD, H.[34] の「密度波動（density wave）」の仮説を支持する結果を得た。BLUMENFELD は都心から外方に向つて生ずる都市的拡大を波動にたとえ，各時期にみられる最大成長地帯は波動のようにゆつくりではあるがしかし明らかに都心から外縁に向つて移動すると考える。しかしこうしたアナログはどこまで妥当するのか，その要因は何かについては今後十分な検討が必要であろう。

ところで，これまでの密度勾配を中心とした研究は，２次元的（面的）現象としての人口密度分布に対して１次元的（線的）にアプローチしたものであつた。したがつて，とくに市街地の歪みが著しい都市においては，かかるモデルの適用による空間的パターン分析には問題があつた[35]。地質学の分野で開発された傾向面分析（trend surface analysis）は使用上種々の問題もある[36]が，緩やかな連続的変化を示す密度の空間的パターンに関する分析には有効な一つの手法と考えられている。すなわち空間的情報は，スムーズな広域的パターンとして抽出される傾向面とその残差部分とに分れ，残差はさらに説明可能な局地的成分と認識や測定の誤差からなる lacal noise とに区分される。したがつて空間的情報はより単純な，体系的な広域的パターンのメカニズムや要因の考察と，残差分布に基づく局地的成分の説明との両面から検討される[37]。

都市の人口密度分布に関する傾向面分析には，トロント市の 1941～66年の５時点を調査した HILL, F.

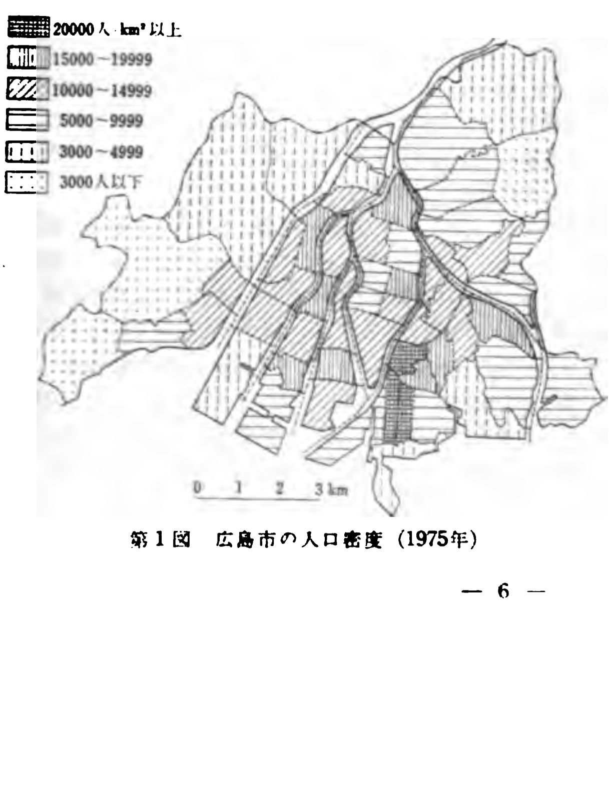
I.[38] の研究がある。トロント市では傾向面によつて説明される変動（重決定係数）は時系列的に次第に低下したが，これは都市的成長に伴なう土地利用の spatial segreration の増大によるものと解釈される。一方，空間的パターンの変化が少ないことについては，市街地縁辺部の規則的な成長により同心円的パターンがほとんど変形することなく拡大したためと考えた。しかしそれとともに生じた最高等値線の低下が，即座に混雑緩和の証拠とみるのは疑問であるという。また1840～1960年のイリノイ州の人口ポテンシャルの分布について検討した MOORE・OLD[39] の場合には，5次面 (quintic trend surface) の分布パターンはこの間に著しく変化するとともに，これによつて説明される変動の比率は1890年までは低下し，その後安定することが判明した。これに対して，1890年以前の合衆国ではフロンティア拡大運動のもとでまだ人口分布が安定しておらず，ランダム性が強かつたためと説明する。

これらの研究では推定値からの残差分布に関する分析はなされていないが，都市人口密度分布に関する傾向面分析は極めて有望である。それは，空間的パターンの変化についてだけでなく，傾向面による都市間の比較研究をも可能にするであろう。しかしそうした研究が CLARK モデルや NEWLING モデルによる分析に完全にとつて代るとは思えない。両モデルはそれぞれ重要な研究テーマをとどめているからである。

II. CLARK・NEWING モデルによる検討

上述のように，本稿で扱うのは広島市の国勢統計区55[40]についてである。1970年当時の市域面積は86.75 km² しかなく，広島市の DID は市域を越えて周辺町に伸びていた。したがつてこの分析では実質的には郊外を除く市街地だけを扱うことになる。しかし広島市の郊外地域は，西方の宮島線沿線，北方の太田川筋，東方の瀬野川筋および呉線沿線に限定され，これらの地域はそれぞれかなり稠密な人口密度をかかえており，都心を中心とする同心円的な郊外地域の発達を期待することは困難である。その意味では，郊外を除く市街地だけの分析の方がモデルの適用に好都合といえるかもしれない。

この調査域における人口密度と人口増加率の分布は第1・2図に示すとおりである。両図によつて各地区相互間の人口密度を比較考察することは可能であるが，広島市の人口密度分布が全体的にみていかなる特色をもつのか，どのような変化過程にあるのか，さらには各地区が一般的な空間パターンに照らしてどのような特性を示すのか，といつた問題については十分な説明が得られない。モデルの適用の必要性はここにある。



第1図　広島市の人口密度（1975年）

(1) CLARK・NEWLING両モデルの適用

まず CLARK・NEWLING 両モデルを用いると，第1表のようになる。表によると，自由度修正の重決定係数 R^2（以下重決定係数という）は当然のことながら独立変数の数が多い NEWLING モデルの方がやや高いが，偏回帰係数 b・c の値は t 検定により有意水準に達しないものが多く，いずれのモデルがより適合性が大きいか判定が困難である。これを図示した第3図においては，1975年の人口密度分布は NEWLING モデルに近いが，1965年や 1979年の NEWLING モデルではドーナツ部分が現われず，しかもとくに1965年の人口密度分布については両モデルはほぼ一致するので，CLARKモデル

第１表　CLARK モデル・NEWLING モデルによる重決定係数とパラメーター

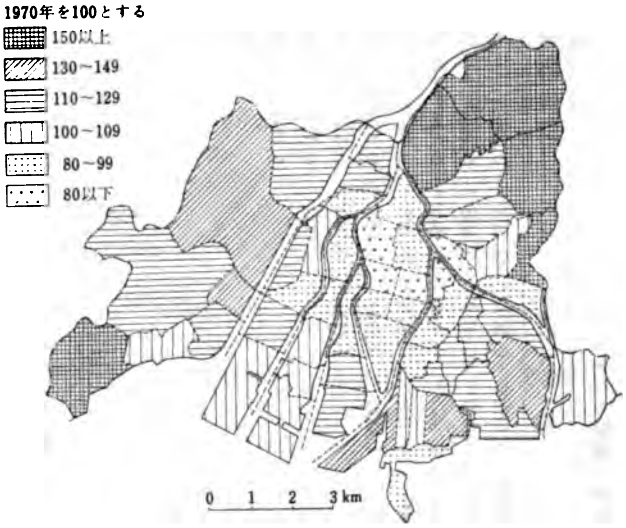
Dx	Clark model $\bar{R}^2$	Clark model D_0	Clark model b	Newling model $\bar{R}^2$	Newling model D_0	Newling model b	Newling model c	Newling model b/2C	Newling model $b\sqrt{2C}$
1965	0.458	23249*	−0.31623*	0.465	17182*	−0.12835	−0.02328	−2.27567	0.5948
1970	0.319	17501*	−0.21378*	0.358	19503*	−0.1821	−0.010073	−9.039015	1.2833
1975	0.249	17613*	−0.17696*	0.299	11420*	0.092396	−0.033376	1.3842	0.3576

＊ ５％水準にて有意

の方がこの時点では優れたものといえる。

ただ注目すべきは，両モデルとも1965～75年間に次第に $\bar{R}^2$ 値が低下することである。これは，上述のように都市成長に伴なう都市構造の複雑化のためと解釈される。

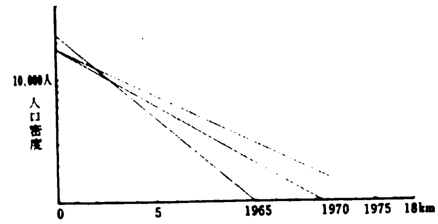
さらに CLARK モデル（第３図参照）によると，密度勾配ｂの絶対値は次第に減少し平担化の方向にあるが，都心密度は1970年に最低となり，その後の５年間にはあまり顕著な変化を示さない。一方，NEWLING モデル（第４図参照）によると，密度の極大点の位置 b/2C は1975年に至つてはじめて現われる[41]。NEWLING モデルによると1965～70年には都心密度はやや高くなり，また CLARK モデルにおける d_0 や b 値の変化を考慮すると，1965～70年の人口密度パターンの変化と1970～75年のそれとの間には人口密度分布の構造的変化が予想される。



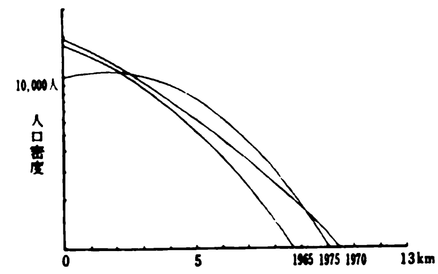
第２図　1970～75年の人口増加率

(2) 人口密度の空間的変動に対する説明要因

次に，人口密度分布に影響する要因について検討しよう。第２表は，人口密度や人口増加率と関係すると予想されるいくつかの変数をとりあげ，変数相互間の相関マトリックスに示したものである。X_7～X_{10} の４変数は広島市の因子生態(factorial ecology)の分析[42]において生じた４大因子に対して，それぞれ最も高い因子負荷量を示した変数である。４大因子それぞれの因子得点を変数として重回帰分析する方法もあるが，各因子自体は抽象的なものであり，入力変数の差異によつて容易に変化するので，各因子と密接な関係をもつオリジナルな変数を用いる方がよいように思われる。すなわち，幼年人口率は第１因子の家族状況，大学卒率は第２因子の社会経済的地位，性比は第３因子のブルーカラー労働者因子，1965～70年入居者率は第４因子の



第３図　CLARK モデル



第５図　NEWLING モデル

第2表 相関マトリックス

		X₁	X₂	X₃	X₄	X₅	X₆	X₇	X₈	X₉	X₁₀	X₁₁	X₁₂
人口密度 1965年	X_1	1.000	0.956**	0.860**	−0.599**	−0.681**	−0.591**	−0.573**	−0.287**	−0.393**	−0.278*	0.367**	−0.316*
1970年	X_2		1.000	0.938**	−0.456**	−0.589**	−0.453**	−0.385**	−0.266**	−0.246	−0.118	0.165	−0.355**
1975年	X_3			1.000	−0.418**	−0.460**	−0.402**	−0.246**	−0.246**	−0.151	−0.054	0.036	−0.406**
人口 1965~70年	X_4				1.000	0.759**	0.675**	0.726**	0.283*	0.321*	0.615**	−0.428**	0.230
増加率 1970~75年	X_5					1.000	0.680	0.657**	0.426**	0.226	0.338*	−0.439**	0.405**
都心からの距離	X_6						1.000	0.764**	0.131	0.503**	0.254	−0.603**	0.121
幼年人口率(1970)	X_7							1.000	0.112	0.416**	0.381**	−0.648**	−0.101
大学卒業率(1970)	X_8								1.000	−0.161	0.245	−0.006	0.757**
性 比(1970)	X_9									1.000	0.305*	−0.622**	−0.279**
1965~70年入居者率	X_{10}										1.000	−0.268*	−0.043
地 価(1975)	X_{11}											1.000	0.087
普通世帯当り1畳数(1970)	X_{12}												1.000

** 1%水準にて有意，* 5%水準にて有意

移動性を，それぞれ代表するものである。ただしこれらの各変数は資料的制約のため，すべて1970年の国勢調査によるものである。さらに地価（X_{11}，1975年）[43]と普通世帯1人当り畳数（1970年）を後から追加した。

第2表によると，人口密度は各年次とも，人口増加率以外では，「都心からの距離[44]」変数X_6と最も相関が高い。したがつて，X_6を第1変数として段階的重回帰分析を試みると，いずれの場合にも第2変数を加えても重決定係数R^2はさして増大せず，第2変数のt値が有意水準に達しないという結果が現われた。すなわち，人口密度の空間的分布を説明するのは都心からの距離変数だけで，他の変数を追加しても説明力をあげることはできないことが判明した。

(3) 人口増加率と人口密度

これまで3時点の人口密度分布の比較によつて人口密度の空間的パターンの変化を推定したが，人口増加率の考察によりそれは一層明瞭となる。1965～70年および1970～75年間の人口増加率を，上述の(11)式を用いて「都心からの距離」との関係から説明すると，第3表のようになる。表によると勾配gは1965～70年期間の方が急で，都心部の人口減少と縁辺部の人口増加とが急激に生じたことになる。しかし重決定係数R^2については1970～75年期間の方がやや高いのが注目される。

第2表のように，人口増加率と人口密度との間には負のかなり高い相関があり，NEWLINGの(12)式モデルを適用すると，臨界密度d_cは11017人/km²から8055人/km²へと低下する（第3表参照）。臨界密度がなお低下するとすれば，これ以上の人口密度をもつ地区は将来も人口が減少するポテンシャルをもつことになる。現状においても，ドーナツ化した都心や海岸部の工場，輸送地域以外のデルタの全地域がそれに該当する。ただし，人口密度の飽和点についてのこうした分析は，総面積当りの人口密度よりも宅地面積当りの純居住密度で考える方がより適切であろう。

次に人口増減の要因についてみよう。段階的重回帰分析（stepwise multiple regression

表 3 Newling の(6)式，(7~8)式への適用

人口増加率	都心からの距離との関係				人口密度との関係			
	R^2	$(1+r_0)$	g	(1+rd)=100%のときのd	R^2	a	k	dc 人/km²)
1965~70	0.376	77.8*	0.097063*	2.59km	0.524	8.22189*	0.22636*	11,017
1970~75	0.475	81.6*	0.056794*	3.58	0.447	3.80266*	0.14851*	8,055

* t 検定5％水準にて有意

表 4 人口増加率を従属変数とする段階的重回帰分析（説明変数は表2の X_1, X_2, X_6~X_{10}）

人口増加率	R^2	β_0	都心からの距離	人口密度 1965	人口密度 1970	幼年人口率 1970	1965~70年入居率	大学卒率 1970
a) 1965~70	0.707	−24.779	4.9196		−0.0010758	311.53	123.09	
t-value		− 1.109	2.206		−2.081	2.523	5.179	
標準偏回帰係数			0.2615		−0.1723	0.3023	0.4133	
b) 1965~70	0.681	−30.771		−0.0013215		457.60	113.12	
t-value		− 1.230		−2.543		4.546	4.559	
標準偏回帰係数				−0.2391		0.441	0.3798	
c) 1970~75	0.647	55.721	2.5893		−0.000772	143.06		106.28
t-value		4.644	2.272		−2.838	2.373		3.383
標準偏回帰係数			0.2952		−0.2837	0.2652		0.2978

表 5 都心・辺縁傾斜事象への Clark モデルの適用

	R^2	d_0	b
地価 (1975)	0.574	306.493*	−0.35863*
女子労元力率	0.452	59.6563*	−0.065645*
労元力率	0.442	60.1722*	−0.038789*
卸小売就業者	0.428	41.7446*	−0.10463*
1959率年以前入居者率	0.403	29.9570*	−0.13846*
サービス業就業者率	0.303	31.7372*	−0.065453*
準世帯比	0.192	11.1816*	−0.13797*
若年人口率	0.138	35.370*	−0.02525*
老年人口率	0.115	27.909*	−0.053314*
民営借家率	0.066	53.2501*	−0.053664*
普通世帯1人当り畳数	0.007	5.5761*	0.006789

* 5％ t 検定にて有意

analysis) の結果は，人口密度の要因分析とは異なつていくつかの独立変数を含み，第4表のようになる。1965~70年の人口増加率については，1965年の人口密度よりも1970年時点の方が相関がやや高いので，両時点の人口密度を独立変数とした回帰式を別途に求めることにした。1965年の人口密度を独立変数とした(b) 式では，「都心からの距離」変数は採用されず最終段階の重決定係数は $R^2=0.681$ で，(a) 式の $R^2=0.707$よりもやや低いものとなる。

標準偏回帰係数に変換して各独立変数の比重を検討すると，1965~70年の人口増加率の(a)式では「1965

〜70年入居者率」が最大となるが，(b) 式ではその逆に幼年人口率のウェイトが最大となる。さらに1970〜75年の場合には，大卒者率「都心からの距離」・人口密度（1970年）・幼年人口率の順となるが，それぞれの標準偏回帰係数にはほとんど差がなく，この4変数がほぼ同じウェイトで影響しているように思われる。この回帰式では，「1965〜70年入居者率」は時間的にずれるので独立変数として採用されない。人口密度はいずれの場合でも，人口増加率に対して負に作用するが，その他の変数はすべてプラスに作用する。また当然予想されることではあるが，都心から離れるにつれて幼年人口率が高く1965〜70年入居者率が高いところほど，人口増加率は高くなる。1970〜75年の人口増加率でも，同期間の入居者率の資料が得られれば，当然この変数との関係が強く現われるであろう。大学卒率はその代用として生じたものかもしれない。性比についてはいずれの回帰式とも採用されず，人口増加率とは無関係であつた。

(4) その他の密度傾斜関数



第5図 広 島 市 の 地 価 分 布
（中国不動産研究所：広島市地価図，昭和50年版による）
破線：地価表示地域界
数字は単位10,000円/3.3m²
×印：地価最高点（9,000,000円/3.3m²）

MILLS の研究にみられるように，人口密度以外にも都心から郊外に向つて密度の傾斜を示すものが存在するはずである。それらが人口密度の時系列的変化にいかに対応した変化をなすか，またそれがいかなる要因によるかを究明することは都心地域構造のマクロ的分析として極めて興味ある問題であるが，残念ながら時系列的変化についての資料を得ることは不可能である。また土地利用分析においては就業地単位の資料は得られなかつた。したがつて，ここでは若干の事象について，人口密度と同様に CLARK モデルが適用しうることを示すにとどめる。

広島市の因子生態分析によると[45]，第1因子の家族状況因子が同心円状の得点分布をなすので，これに高い正の因子負荷量をもつ変数を選んで Clark モデルにあてはめると，第5表のようになる。また地価分布(1975年)もこれに加えた。表によると地価分布が第1表に示す人口密度の場合以上に高い決定係数をもつのが注目される。地価分布は図5に示すように，八丁堀を最高とするものでドーナツ現象はなく，BERRY の地価分布モデル[46]とだいたい一致する。第5表によると地価勾配はかなり急で，1975年時点の人口密度に比較すると，両者の勾配間に有意差が認められる[47]。地価分布の時系列的変化と人口密度勾配の平坦化傾向とがいかに対応するかは興味ある問題である。

地価分布の他にも，第5表のように女子労働力率や1959年以前入居者率・卸小売就業者率・サービス業就業者率・労働力人口率なども都心から郊外に向つて傾斜する。

III. 人口密度の傾斜分析

前述のように，CLARK モデルや NEWLING モデルはすべて都心を中心とした同心円状の都市構造を前提としたものであつた。これに対して，傾向面分析は複雑な空間的パターンをなす人口密度の分布から local noise や局地的成分を捨象して少数の広域的な体系的説明成分 (systematic descriptive component) によつて把える点で特色がある。上述の HILL や MOORE・OLD の例のように，とくに空間的パターンの時系列的変化の考察にとつて極めて有効である。

第6表は1～4次面の重決定係数を示し，第7表は2次面に対する3次項追加が，3次面に対する4次項追加による説明力増加について分散分析を試みたものである。高次面になるにつれて説明される変動は大きくなるが，R^2 値の増加分では1次面から2次面への増加が最も大きく，高次面になるにつれて R^2 値の増加量は小さくなる場合が多い。とくに自由度修正の重決定係数を用いているため，1965年の人口密度のように，3次面から4次面にかけて R^2 値が減少する場合もある。第7表に示すように，重決定係数増加に関する分散分析において5％危険率にて有意差を示すのは2例にすぎず，他はいずれも1次項追加によつて説明力にそれほど大きな変化は現われない。おそらく，これ以上高次面を計算しても説明される変動はさして変らないものと思われる。また第6表によると，人口密度の傾向面よりも人口増加率の傾向面

第6表　1～4 次面の傾向面における重決定係数 (R^2)

		次面 (order of surface)			
		1	2	3	4
人口密度	1965	0.031	0.392**	0.441**	0.416**
	1970	0.063	0.332**	0.389**	0.415**
	1975	0.045	0.321**	0.368**	0.470**
人口増加率	1965～70	0.038	0.615**	0.710**	0.744**
	1970～75	0.065	0.590**	0.628**	0.652**

**印は1％水準にて有意，* 印は5％水準にて有意
(NORCLIFFE, G. B. (1969), p. 346 による)

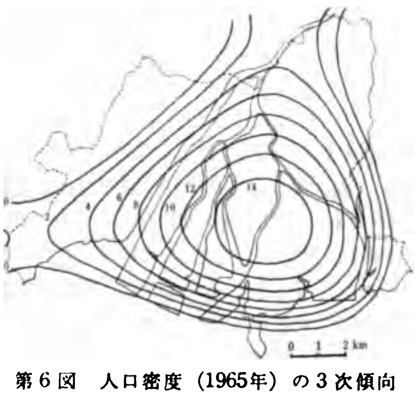
第7表　3次項および4次項追加による重決定係数（R^2）の分散分析

		3次項追加	4次項追加
人口密度	1965	2.058	0.624
	1970	2.142	1.397
	1975	1.898	2.737*
人口増加率	1965～70	5.024*	2.198
	1970～75	2.258	1.625
自由度		4, 45	5, 40

* 印は1％水準にて有意

の方がはるかに R^2 値が高い。これは人口密度が絶対量で表わされているのに対して人口増加率は比率の形で表章されていることと無関係ではないであろう。

傾向面分析において何次面を採用するかは重要な問題である。第7表の分散分析において有意差が現われ[48]，分布図に示した場合に新たな分布的特徴が現われるかどうか[49]が問題となる。第7表によると，1975年の人口密度を例外として他のすべては高次面になるにつれてF値は低下する。したがつて，2次項追加による説明力の著増は当然のことと思われるので，3次面（cubic trend surface）を採用するのが適当であろう[50,51]。



第6図　人口密度（1965年）の3次傾向面（数字は単位 1000人/km²）

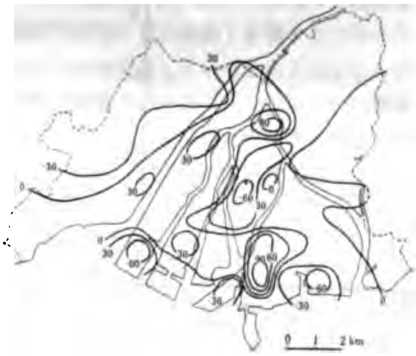


第7図　人口密度（1975年）の3次傾向面（数字は単位 1000人/km²）

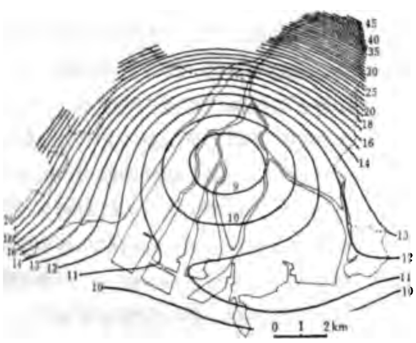
第6・7図に示すように，1965年と1975年の人口密度の3次傾向面はいずれもだいたい同心円状をなす。しかし3次面のため完全な同心円とはならず，1965年には北方の太田川筋と西方の宮島線沿線に対して開いた形態をなし，1975年には北方にだけ開いた形をなしている。また南部は海岸線によつて切断されるため，等値線は南方に向つて急傾斜し，人口密度の中心は CBD よりもやや南の千田町付近に位置する。両図を比較すると，1965年には等値線の広がりがやや小さく，1965年以後市街地縁辺部に住宅地化が進行したことがうかがえる。3次面では都心部のドーナツ現象は現われず，最高の等値線は1965年には14000人/km² であつたが，1975年にはさらに16000人/km² の閉曲線も生じている。1965～75年間には都心部の人口密度は減少したが，市街地の拡大により全体として人口数が増大したため都心部の人口密度の推定値が増大したものとみられる。

各統計区における人口密度の局地的特性は傾向面からの残差分布として捉えられる。第8図によると，都心部に過大評価された地域が拡がり，その周辺部に過小評価の地域が現われる。守品御幸・宇品神田両地

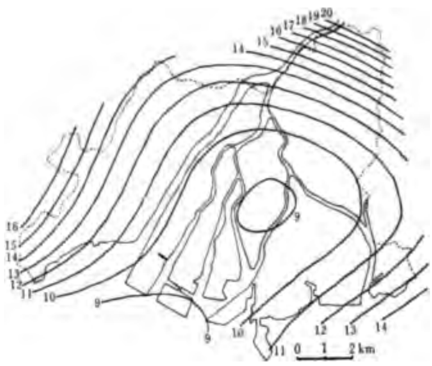
区のように期待値より 9000人/km² 以上多い場合もある。都心部北方の白島地区で異常に多いのは再開発による高層住宅密集地域のためである。一般に，都心部の過大評価は3次傾向面においてはドーナツ現象が評価されないためであるが，周辺部の住宅地域で人口密度の異常に高い地域が生ずるのは戦災状況と無関係ではないようである。爆心地（都心西方約 300m）から 2 km 以内の原爆被災地は戦災復興による区画整理がなされたが，戦災を免れた残存家屋地域においては密集住宅地域が存続する[52]。宇品のほかにも段原や草津地区などに人口稠密地域があるが，国勢統計区単位の分析では山地や大事業所（広大付属病院）が含まれるため不明瞭なものとなつている。また古江や己斐・戸坂の新興住宅地や海岸の工業地域でも過大評価される場合が多い。この分析では，純居住密度（net residentical density）の資料が得られず総人口密度（gross density）により，しかも調査区がかなり広いため，非居住空間を多く包含する地区が過大評価の地区として現われるきらいがある。



第８図　1975年人口密度傾向面（３次面）からの残差分布（数字の単位 100人/km²）



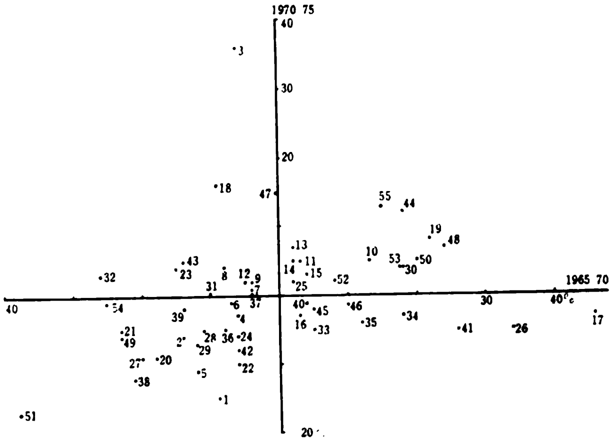
第９図　人口増加率（1965～70年）の３次傾向面　（1965年を10とする）



第10図　人口増加率（1970～75年）の３次傾向面（1970年を100とする）

次には人口密度の空間的パターンの変化の様相をより直接的に測定するために，人口増加率の傾向面分析を試みた。1965～70 年の増加率は，第９図に示すように，都心を中心とするほぼ同心円状の形態がみられ，都心から離れるにつれて人口増加率が高くなる。とくに北方の戸坂地区では著しい人口増加率が推定される。一方，1970～75年になると，第10図のように，同心円はやや変形し，人口減少地域（指数100以下）は CBD 付近だけでなく，それをとりまく住宅地域や南部の工場，輸送地帯まで含まれ，デルタ上の既成市街地に大幅に拡がるのが注目される。

傾向面からの残差分布は，第11図に示すように，人口増減の分散の大きい 1965～70年期では当然のことながら残差分散も大きく現われる。第11 図によると，1965～70年と1970～75年の両期にわたつて著しい特異性を示すものに草津地区があげられる。草津は西郊の新興住宅地域に囲まれた古い漁業集落で，人口は停滞しており，両期とも傾向面分析は過大評価することになる。これに対して，異常な都市化による成長地域には1965～70年期に人口急増したものが多い。牛田北部・宇品東・矢賀・仁保＝本浦・二葉の里＝山根町などがそれに該当する。これとは逆にこの期間に過大評価されたものには南観音や古江・的場・向洋があ



第11図　人口増加率の３次傾向面からの残差分布
1 紙屋町・本通，2 基町，3 白島，4 八丁堀・幟町，5 流川・平塚，6 富士見町・昭和町，7 小町，8 千田町，9 住吉町・羽衣町，10 吉島，11 光南，12 江波南，13 江波東，14 舟入南，15 舟入，16 広瀬・十日市町，17 牛田北部，18 牛田南部，19 二葉の里・山根町，20 大須賀町・蟹屋，21 的場・金屋町，22 段原，23 比治山・皆実町の一部，24 皆実町，25 翠町，26 宇品東，27 宇品海岸，28 宇品神田，29 宇品御幸，30 宇品西・出島，31 観音新町，32 南観音，33 観音本町，34 福島町・小河内町，35 中広町・天満町，36 横川・楠木町の一部，37 山手・三篠・楠木町，38 大芝・大宮，39 戸坂，40 中山，41 矢賀，42 尾長・若草・曙町，43 大州・南蟹屋，44 東雲，45 段原日出・霞町，46 旭・出汐，47 大河・円那町，48 仁保・本浦町，49 青崎・堀越・向洋，50 井口，51 草津，52 庚午，53 庚午北・高須，54 田方・古江，55 己斐

る。1970～75年に異常な人口増加を示すのは白島や牛田南部，大河＝丹那などである。白島地区では，都市再開発のもとで市営・県営・公団の大規模な高層住宅が建設されたためである。己斐と東雲両地区は1965年以後比較的恒常的な異常成長を示す地域である。一方，都心の紙屋町＝本通地区は，この傾向面分析ではドーナツ現象を評価しえないこともあって，その人口減少が過小評価されており，しかもそれは1970～75年期に至ってより顕在化したことがわかる。

IV．人口密度の変化傾向

上述のいくつかの分析に基づいて，広島市の人口密度の空間的パターンがどのような変化傾向を示しているかに注目しよう。その場合にとくに重要なのは，ドーナツ現象の拡大と密度極大点の外方移動の問題である。第３表では都心からの距離との関係はあまり明瞭とはいえないが，第９・10図の傾向面によって比較検討すると，人口減少地域の拡大が明白となる。また人口増加率と人口密度との関係や郊外における成長前線帯の外方移動が顕著なこと[50]などから推して，密度極大点の外方移動の傾向を推定することができる。しかも第３表のように，臨界人口密度も次第に低下の傾向にある。

とはいえ，これは過密な住宅地域（一部の工業地域なども含めて）でも人口の停滞や微減が生じつつあることを意味するもので，人口著減地域が大幅に面積的に拡大しているわけではない（第９・10図参照)。都心部では再開発によって高層化が進み，夜間人口の駆逐が行なわれているが，かかる現象は都心周辺の住宅地域では顕著ではない。一方では高級マンション建築による人口密度の増加も考えられる。それでは，CBD の境界地帯では周辺の混在地帯・住宅地域をおかして CBD が拡大しているだろうか。CBD 機能は百貨店の進出や拡張などによつて高まりつつあるとはいえ，高層建造物の建築状況からみても，CBD の拡張傾向はそれほど顕著とはいえない。

一方，第３表によると，1965～70年に人口増加するのは都心から2.6km 以遠の地区であり，1970～75年には3.6km 以遠の地域に当る。しかも NEWLING の人口密度モデル（第４図参照）では1975年の密度極大点は都心から約 1.5km のところにある。原爆被災地域は爆心地から約 2 km に達し，戦前の広島市の成長過程はさして問題にならないかもしれないが，これは大正末期の市街地とだいたい一致する。密度極大点は今後外方に次第に移動するとともにその密度自体が低下していく傾向にある。密度極大点が外方に移動することは，ドーナツ現象の地域が CBD を中心としながらも，その周辺の機能混在地域や住宅地域の一部を含むことを意味する。

人口密度極大点の外方移動は臨界人口密度がどこまで低下するかに関係する。既存の研究でも指摘されている[53]ように，市街地の形成期と関係して，それには住宅密度や住宅の質的差異も影響するであろう。広島市の場合には，上述のように，非戦災の密集住宅地域が将来いかに変化していくかによるところが大きい。また一方では，市街地における公営住宅の建設計画や民間の高層アパート（マンション）の開発とも密接に関係してくるだろう。しかしながら，このような開発がすべて人口密度極大点の外方移動を促進させる方向に働いたとしても，それがどこまでも進行することは，広島市のように山地や海岸によつて市街地の発展を著しく制限された都市では疑わしい。

む す び

CLARK・NEWLING モデルおよび傾向面分析によるこれまでの都市人口密度分布に関する研究の動向を整理し，これらの手法を用いて広島市の人口密度の空間的パターンとその変化傾向について検討した。その結果を要約すれば次のようになる。

(1) NEWLING モデルによると，1975年に至つてはじめてドーナツ現象が現われ，CLARK モデルでは密度勾配は次第に低下しているが，都心密度は1965～70年には低下し，その後5年間には顕著な変化はない。したがって1965～70年と1970～75年の間には人口密度パターンの構造的変化が予想される。

(2) 第1表に示したように，両モデルとも決定係数は次第に低下しており，都市成長に伴なう地域構造の複雑化によるものと考えられる。

(3) 人口密度の分布は「都心との距離」要因によつてのみ説明されるが，人口増加率の場合にはその他に人口密度や幼年人口率，1965～70年入居者率を加えることによつて説明力は高められる。

(4) 3次面の傾向面分析によると，広島市の人口密度パターンはほぼ同心円状をなし，人口密度の中心は都心よりもやや南の千田町付近に位置する。そして1965～75年間における市街地の拡大が傾向面にも認められる。傾向面からの残差は高層建造物の多い都心部や周辺の山地や工場・学校など無住地の多い地区で負となり，傾向面は実際よりも過大評価することとなつた。また人口増加率についても，1965～70年には同心円に近い形態を示すが，1970～75年にはかなりの変形がみられ，人口微減地域が既成市街地に広く拡大した。また人口増加率の傾向面からの残差分布では，都心部や草津地区の異常減少，白島地区の高層住宅建設による異常増加などが認められる。

(5) 臨界人口密度は次第に低下の傾向にあり，密度極大点はやや低下しながら次第に外方に移動しつつある。しかし都心部を中心とする人口著減地域はあまり拡大せず，住宅地域の人口減少は比較的低率であり，広島市の自然的条件と今日の経済的技術的段階では，密度極大点の外方移動には限界があるものと思われる。

都市の人口密度は，都市の土地利用パターンの変化に照らして考察し，さらに他都市との比較研究によつて一層の成果が期待されよう。本稿では広島市だけを対象としたため，密度勾配や都心密度に対する影響因子については分析されず，また広島市の郊外における人口密度分布の分析も割愛された。他日に期したい。

統計的手法についてご親切なご指導を賜わり，また計算プログラムを作成して下さつた広島大政経学部横山和典教授のご厚意に厚くお礼申しあげます。計算は広島大計算機センター（HITAC 8700）を利用した。地図作成では広大地理学教室の大庭積治氏の援助をあおいだ。また田辺健一先生を代表とする総合科研（1975年度）の一部を使用しました。記してお礼申しあげます。

注および参考文献

〔注〕すでに要領よく整理したものに次の論文がある。
1) 大友　篤 (1973)：都市内部における人口密度モデル．地理25-4, pp. 183-189.

2) BLEICHER, H. (1892) : Statistische Beschreibung der Stadt Frankfurt am Mein und ihrer Bevölkerung. Frankfurt am Main. (未見)
3) CLARK, C. (1951) : Urban Population Densities. Journ, Royal Static. Soc., Ser. A, Vol. 114, Part 4, pp. 490-496.
4) NEWLING, B. E. (1969) : The Spatial Variation of Urban Population Densities. Geogr. Rev., Vol. 59, pp. 242-252, in: Bourne, L. S. (ed. 1971) : Internal Structure of the City. Oxford Univ. Press, pp. 329-337.
5) BERRY, B.J.L., SIMMONS, J. W. and TENNANT, R. J. (1963) : Urban Population Densities. Structure and Change. Geogr. Rev. Vol. 53, pp. 389-405.
6) とくに MAYER, H. M. and KOHN, C. F. (eds. 1959) : Readings in Urban Geography. Univ. of Chicago Press に収録されなかつたことを指した.
7) (2) 式から (3) 式への展開は

$$
\begin{aligned}
Pr &= 2\pi d_0\int_0^r xe^{-bx}dx \\
&= 2\pi d_0\left\{\left[x\left(-\frac{e^{-bx}}{b}\right)\right]_0^r - \int_0^r\left(-\frac{e^{-bx}}{b}\right)dx\right\} \\
&= 2\pi d_0\left\{-\frac{re^{-bx}}{b} + \frac{1}{b}\int_0^r e^{-bx}\,dx\right\} \\
&= 2\pi d_0\left\{-\frac{re^{-br}}{b} + \left[\frac{1}{b}\left(-\frac{e^{-bx}}{b}\right)\right]_0^r\right\} \\
&= 2\pi d_0\left\{-\frac{re^{-br}}{b} - \frac{e^{-br}}{b^2} + \frac{1}{b^2}\right\} \\
&= \frac{2\pi d_0}{b^2}\left\{1 - e^{-br}(1+br)\right\}
\end{aligned}
$$

8) NEWLING, B. E. (1966) : Urban Growth and Spatial Structure: Mathematical Models and Empirical Evidence. Geogr. Rev., Vol. 56, pp. 213-235.
9) REES, P. H. (1970) : The Axioms of Intrauban Structure and Growth. in: BERRY, B. J. L. and HORTON, F. E. (eds.) : Geographic Perspectives on Urban Systems. Prentice-Hall Inc. pp. 276-305.
10) MUTH, R. F. (1961) : The Spatial Structure of the Honsing Market. Papers, Reg. Sci. Asso., Vol. 2, pp. 207-220.
11) WINSBOROUGH, H. H. (1963) : An Ecological Approach to the Theory of Suburbanization. Amer. Journ. Soc., Vol. 68, pp. 565-570.
12) MILLS, E. S. (1970) : Urban Density Functions. Urban Studies, Vol. 7, pp. 5-20.
13) 大友 篤 (1973) : 前掲.
14) STEWART, J. Q. and WARNTZ, W. (1958) : Physics of Population Distribution. Journ. Reg. Sci., Vol. 1, pp. 99-123.
15) WEISS, H. K. (1961) : The Distribution of Urban Population and an Application to a Servicing Problem. Operation Research, Vol. 9, pp. 860-874.
16) BERRY, B. J.L., SIMMONS, J. W. and TENNANT, R. J. (1963) : op. cit.
17) ADAMS, J. S. (1970) : Residential Structure of Midwestern Cities. A.A.A.G., Vol. 60, pp. 37-62.
18) 大友 篤 (1973) : わが国の主要都市内部における人口密度の距離的変化. 東北地理, 25-4, pp. 183-189.
19) WINSBOROUGH, H. H. (1963) : op. cit.
20) MARSDEN, B. S. (1970) : Temporal Aspects of Urban Population Densities: Brisbane, 1861-1966, Austr. Geogr. Stud., Vol. 8, pp. 71-83.
21) BUSSIERE, R. (1972) : Modele de Localisation Résidentielle. Compte rendu de recherche, Centre de Recherche d'Urbanisme, 4, av. du Recteur Poincaré 75016 Paris. (SANDERS, E. (1975) : Urban Population Density Function of Two Polar Variables. Reg. Studies, Vol. 9, pp. 63-68 による).
22) BERRY, B. J. L., SIMMONS, J. W. and TENNANT, R. J. (1963) : op. cit.
23) REES, P. H. (1970) : op. cit.

24) BRUSH, J. E. (1968) : Spatial Patterns of Population in Indian Cities. Geogr. Rev., Vol. 58, pp. 362-391.
25) NEWLING, B. E. (1966) : op. cit.
26) MILLS, E. S. (1969) : The Value of Urban Land. in : PERLOEE, H. (ed.) : The Quality of the Urban Environment. Baltimore, Johns Hopkins. pp. 231-253 (BERRY, B. J. L. and HORTON, F. E. (eds. 1970) : op. cit. による).
27) YEATES, M. H. (1965) : Some Factors Affecting the Spatial Distribution of Chicago Land Values 1910-1960. Econ. Geogr., Vol. 41, pp. 57-70.
28) BERRY, B. J. L. and HORTON, F. E. (eds. 1970) : op. cit. p. 301.
29) MILLS, E. S. (1970) : op. cit.
30) NEWLING, B. E. (1969) : op. cic.
31) TANNER, J. C. (1961) : Factors Affecting the Amount of Travel. Road Research Techn. Papers, No. 51. (Dept. of Scientific and Industrial Research, London) SHERRATT, G. G. (1960) : A Model for General Urban Growth. in : CURCHMAN, C. W. and VERBULST, M. (eds.) : Management Sciences, Models and Techniques : Proceedings of the Sixth International Meeting of the Institute of Management Sciences. New York, Vol. 2, pp. 147-159 (Newling, B. E. (1969) : op. cit. による).
32) GUEST, A. M. (1975) : Population Suburbanization in American Metropolitan Areas, 1940-1970. Geogr. Analysis, Vol. 7, pp. 267-283.
33) LATHAM, R. and YEATES, M. (1970) : Population Density Growth in Metropolitan Toronto. Geogr. Analysis, Vol. 2, pp. 177-185.
34) BLUMENFELD, H. (1954) : The Tidal Wave of Metropolitan Expansion. Journ. Amer. Inst. of Planners, Vol. 20, pp. 3-14. BOYCE, R. R. (1966) : The Edge of the Metropolis : The Wave Theory Analog Approach. British Columbia Geogr. Ser. No. 7, pp. 31-40, in : Bourne, L. S. (ed. 1971) : Internal Structure of the City. Oxford Univ. Press, pp. 104-111.
Blumenfeld によると，人口密度の最大増加率の地点 (crest) はフィラデルフィアでは20世紀前半には10年間に 1 マイルの割合で外方に移動したという.
35) 都市の形態的歪みの影態に関する検討では WILKINS, C. A. and SHAW, J. A. (1969) : An Example to Illustrate the 'Average' Nature of CLARK's Law of Urban Population. Journ. Reg. Sci., Vol. 9, pp. 255-259, HAYNES, K. E. and RUBE, M. I. (1973) : Directional Bias in Urban Population Densities, A.A.A.G., Vol. 63, pp. 40-47 などがある.
36) NORCLIFFE, G. B. (1969) : On the Use and Limitations of Trend Surface Models. Canada. Geogr., Vol. 13, pp. 338-348.
石水照雄・大友　篤・磯部邦照 (1975) : 地域傾向面分析の意義・適用事例および問題点（地理学における計量的手法，1975年春季大会シンポジウム要旨）. 地理評48, pp. 657-658.
37) CHORLEY, R. J. and HAGGETT, P. (1965) : Trend Surface Mapping in Geographical Research. Transactions, Inst. Br. Geogr. No. 37, pp. 47-67, in : BERRY, B. J. L. and MARBLE, D. F. (eds. 1968) : Spatial Analysis. Prentice-Hall, Inc. pp. 195-217.
石水照雄 (1973) : 地域傾向面図の作成と分析―国土実態総合統計のコンピュータ・マッピング―. 総理府統計局 : 地域メッシュ統計の利用解析の方法に関する研究報告. 所収, pp. 43-92.
38) HILL, F. I. (1973) : Spatio-Temporal Trends in Urban Population Density : A Trend Surface Analysis. in : BOURNE L. S.et al. (eds.): The Form of Cities in Central Canada. Research Pub. Univ. of Toronto, Dept. of Geogr. pp. 103-119.
39) MOORE, E. G. and OLD, D. J. (1971) : Some Comments on the Spatio-Temporal Characteristics of a Population Potential Surface. Tijdschrift v. Econ. en Soc. Geogr. Vol. 62, pp. 53-60.
40) 1970年の国勢調査において設定された広島市の国勢統計区は56であるが，第56区は似島・金輪島であるため，これを除外して55区について扱うことにした. 1965, 70, 75年の 3 時点の人口密度の資料は町丁単位にも得ることができるが，その他の資料をも利用するためには国勢統計区単位の分析が好都合である. 1970-75年間における統計区境界の若干変更した部分は調整した.
41) LATHAM, R. and YEATES, M. (1970) : op. cit. のトロント大都市圏の場合にもドーナツ現

象が NEWLING モデルに認められるのは1961年以降である。

42) 森川 洋 (1976)：広島・福岡両市における因子生態 (Factorial Ecology) の比較研究．地理評 49, pp. 300–313.

43) 中国不動産研究所：広島市地価図，昭和50年度版による地価分布から，各国勢統計区ごとに地価最高点を求めて，その地区の地価としたものである。この方法には問題もあるが，一応の目安にはなるであろう．

44) 本稿では紙屋町交叉点を都心と考え，そこから各統計区の中心点までの通路距離を測定した．

45) 森川 洋 (1976)：前掲

46) BERY, B. J. L. (1963) : Commercial Structure and Commercial Blight. Univ. of Chicago, Dept. of Geogr. Research Paper, No. 85, p. 14.

47) 回帰係数の差の有意性の検定は

$y_1=a_1+b_1x_1$

$y_2=a_2+b_2x_2$

とおき，b_1 を b_1 の推定値として $\delta_1^2=\delta_2^2\equiv\delta^2$ と仮定すると

$$t=(\widehat{b_1}-\widehat{b_2})\Big/\sqrt{\hat{\delta}^2\left(\frac{1}{\sum(x_1-\bar{x}_1)^2}+\frac{1}{\sum(x_2-\bar{x}_2)^2}\right)}$$

$$\hat{\delta}^2=\frac{1}{n_1+n_2-4}\left\{\sum(y_1-\widehat{y_1})^2+\sum(y_2-y_2)^2\right\}$$

$$=\frac{1}{n_1+n_2-4}\left\{(n_1-2)\delta_1^2+(n_2-2)\hat{\delta}_2^2\right\}$$

にて，$df=n_1+n_2-4$ の t 検定によった。

48) YEATES, M. H. (1969) : The Use of Trend Surface Analysis in Geography. in : Quantitative Methods in Geography. A Symposium. Amer. Geogr. Society, Mimeographed and offset Pub. No. 6, pp. 44–67.

49) MULLER, P. O. (1973) : Trend Surface of American Agricultural Patterns. A Macro-Thünen Analysis. Econ. Geogr. Vol. 49, pp. 228–242.

50) 4次面についても作図してみたが，3次面と比べてそれほど優れたものとも思えなかつた．

51) 傾向面分析ではメッシュデータを用いるのが最適であるが，ここでは各時点とも55統計区の中心点を座標上に位置づけることにした．厳密なテストはしていないが，cluster 分布よりは random 分布に近く，資料分布の問題は調査地域の周辺部を除けばさして影響しないものと思われる．

52) 北川建次 (1968)：広島市・都市機能と都市地域の分化，広島市総合計画策定に関する基礎的事項の調査報告所収．広島大文学部地理学教室，pp. 79–177.

53) 大友 篤 (1973)：前掲

54) 河辺 宏 (1976)：東京23区における人口分布について．東大人文科学科紀要62 (人文地理学V)，pp. 107–121.

(1971年5月21日受理)

地学雑誌 85, 5 (1976)

ボリビアの白亜系について

前 田 四 郎* Mario H. URDININEA R.**

Note on the Cretaceous System in Bolivia

Shiro MAEDA and Mario H. URDININEA R.

Abstract

In Bolivia the Cretaceous System is distribution widely in the Altiplano, Andes Oriental, Subandes, and eastern hill regions. It is underlain unconfermably by the Palaeozoic formations, lacking most of the Triassic and Jurassic sequence. The System is characterized by the predominance of reddish or brownish red rock facies, and is named by STEINMANN (1904) as the Puca Group. The name was derived from "puca" which means red in Quechus. The whole section of the System is distributed in the Altiplano and Andes Oriental regions, and the upper part of the System is in the Subandes and eastern hill regions.

1) In the Andes Oriental region the System forms a large syncline named the Huarachani-Mocomoco syncline. The System is divided into the Huayrapata, Ococoya, Suches, Moho and Huancané Formations in decending order. The Huancané and Moho Formations are well exposed along the northeast coast of Titicaca Lake, but the Suches, Ococoya, and Huayrapata Formations are typically seen in the area upper course of the Suches River which flows from northeast into Titicaca Lake. The Moho Formation is a marine deposits, consisting of fine-to medium-grained sandstone, brownish red or black shale and dark grey massive limestone. There are thin fossil beds in several horizons. These fossils are mostly of echinoids and brachiopods which consist poor number of species. The Huayrapata Formation yields *Viviparus*, *Melanoides* and others. Judging from these fossils the formation is considered to be a non-marine deposit.

2) The system in the Titicaca basin, consisting of the Muñane, Vilquechico, Cotacucho, Moho, and Huancané Formations, forms a large synclinorium with axes trending from NW to SE.

3) In the Miraflores district, southern Bolivia, the System can be classified stratigraphically into six formations, as follows : El Molino, Chaunaca, Aroifilla, Miraflores, Tarapay, and La Puerta Formations in descending order. The Miraflores Formation consist chiefly of black or dark grey massive limestone, and contains pelecypods, brachiopods and ammonites. Based on these fossils the formation corresponds to the

* 千葉大学理学部地学教室 Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba University

** Servicico Geologico de Bolovia (Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba Univercity)

Moho Formation in Altiplano and Andes Oriental regions. It has been considered as Cenomanian in age. The formation is stratigraphically important in central Bolivia, because it is the most pronounced marine beds in the Cretaceous and can be used as the horizon marker. The El Molino Formation is another shallow marine deposits, yielding brachiopods, pelecypods and vertebrates. The formation is late Cretaceous in age.

4) In the Altiplano region near Titicaca Lake, Subandes and eastern hill regions, the uppermost Cretaceous sediments are continous to the lower Tertiary formations which are composed of the remarkable reddish facies quite similar to the Cretaceous red beds. It is very difficult to define the boundary between the uppermost Cretaceous and the lower Tertiary sediments.

I. 緒　言

ボリビアにおける白亜系は，地質構造区分上，西から Altiplano, Ands Oriental, Subandes および東部丘陵地の地表に分布する。すなわちアマゾン川上流の Beni 平原と La Plata 川上流の Chaco 平原とを除く，他の地域に概して広くみられる。白亜系は分布地域が広いうえ，多くの分布地は Andes Oriental の山岳地帯を占めているので，野外調査の困難さもあつて，本系の層位学的・古生物学的研究は相当におくれている。今までに層序の明らかとなつている地域は交通の便の良いところで，たとえば Titicaca 湖周辺，Torotoro 地域，Potosi 地域などが挙げられる。また白亜系全体の層序の対比はこれまで充分に検討されていない。このような事情にかんがみ，本文では筆者等の行つた数地域での観察をもとに，今後の研究への一段階として，文献等を参照し，ボリビアの白亜系の概要をまとめてみることとした。ボリビアの白亜系については前述のように不明のことが未だ多いので，今後，皆様のご教示をたまわりたいものとおもう。

本文を記すにあたり，種々とご支援をたまわつた千葉大学川辺鉄哉氏に対し，またつねに深いご注意をたまわつた海外鉱物開発会社の八辻　昭氏，日東ボリビア鉱山社長白石　博氏，同所長白石　豊氏，チヤカリヤ鉱山所長橋本　寛氏，同社黒沼広治氏，蛇月秀雄氏に対して，ここに記し，厚く謝意を表する次第である。

II. ボリビア白亜系の概要

ボリビアの白亜系はペルーの白亜系とは岩相や堆積環境がかなり異なるが，その分布はペルーからの南東方への延長であり，そしてボリビア南部の白亜系は分布が次第に狭まりながらもアルゼンチンの北部へと移行している。ボリビアの白亜系の分布は西から Altiplano, Andes Oriental, Subandes, さらに東部のブラジル楯状地に近接する丘陵地に知られる。それらは白亜系堆積後の長い間の侵食削剝作用を受けた結果，分布はかなり散在的になつているとは云え，多数の狭長な向斜構造の軸部に相当広く残る。ボリビアでは三畳系およびジュラ系が欠けているので，本系の下限は断層関係である場合を除けば，各地で古生界に不整合で重なる。本系の上限は Titicaca 湖南部 Guaqui 附近での観察によると白亜系と第三系とは明瞭に整合関係であり，その他の地域でも整合関係と考察されていることが多い。別の立場によれば上部白亜系は古第三系である可能性がないわけではない。

ペルーの白亜系中には海成層がしばしば存在するが，ボリビアでは下部白亜系に石灰岩を伴う明確な海成層の一層準が存在する。この地層に関する名称は研究者により，また地域により異名があたえられているが，ボリビア全体の白亜系の層位上の対比に極めて重要なものであるとおもわれる。白亜系についても，また他の地質時代の地層群についても，それらの層位学的研究が一般に精密であるというより，概して粗い状態にある。このようなことは研究の現段階ではやむを得ないことであろう。

白亜系の岩相は Altiplano にみられる第三系のそれと同様に，多くの場合，赤褐色を呈している。STEINMANN (1904) は Cordillera にも白亜系が広く分布することに気づき，その岩相が赤褐色を呈することから，quechua 語で赤色を意味する Puca をとつて白亜系に対して Puca 層群と命名した。したがつて下部白亜系の唯一の石灰岩相はその色調に基づいて，ボリビアの白亜系はもちろんのこと，その他の地層群に対しても特異な存在である。白亜系中に対比のための鍵層となり得るものが乏しいので，ボリビアの白亜系の層位学上の相互の位置づけを行うためには，今後地域ごとの正確な層位学的研究を推進する必要を感ずる。

多くの地域で褶曲構造が進んでいる結果，化石の乏しい陸成堆積物の場合，岩相のみに頼りすぎると層序や地質構造の把握が相当に困難であるようにおもわれる。たとえば NEWELL (1946) は，Titicaca 湖周辺の赤色岩相の Tiquina 層をかつてはペルーの Mitu 層群に対比してボリビアの当赤色相を二畳紀に所属させたが，現在では，多くの研究者により当赤色岩相は白亜系と考えられている。また Puerto Acosta 東方の白亜系中には石英砂岩が存在するが，当砂岩は岩質上，デボン系の Condoriquiña quartzite と酷似するほか，地形上，侵食に堪えて特異な景観を呈している点も似ている。したがつてデボン系と白亜系とが断層で接している場合など，地層区分に特に注意を要するとおもわれる。

層序の樹立や地層の対比にもつとも必要かつ，基礎となる古生物学的研究が非常におくれているため，ボリビアの白亜系については，分布や層序等の研究分野で，今後，相当新しい知識が追加されるであろうとおもわれる。

III. 層　序

A. Titicaca 地域

Titicaca 地域の白亜系の層序は NEWELL (1946) の研究が基礎となつている。RIVAS (1968) は Titicaca 湖北方地域の研究において，上部白亜系の地層群に固有の名称をあたえてはいるが，それらは NEWELL (1946) が層序区分を行つた岩相と同一岩相であつて，それらの各々の岩相に異名をあたえているにすぎない。Titicaca 地域の白亜系の層序について BELLIDO (1969) はペルー全域の層序を総括するに際して，NEWELL (1946) および Empresa Petrolera Fiscal (1969) の層序区分を容認している（第1表参照）。ここでは Titicaca 湖の北部から北西部に発達する Putina 複向斜にみられる白亜系を主体とする層序の概要を下位からふれる。

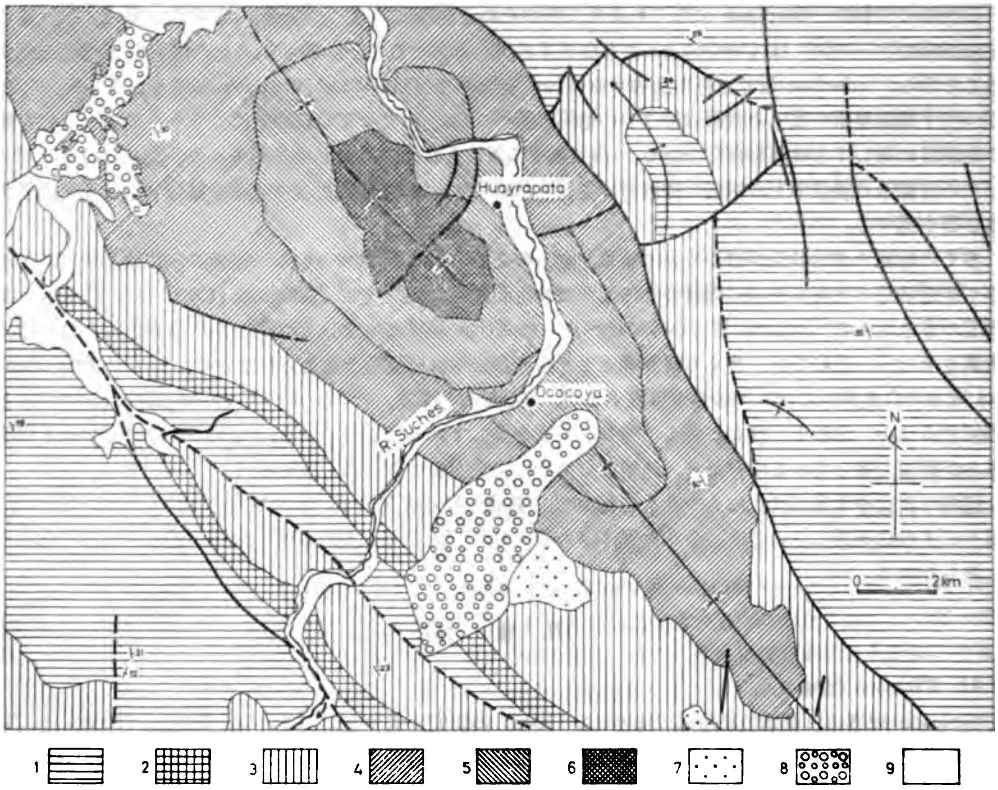
Sipin 層　本層は頁岩と砂岩との互層に灰色の石灰岩を伴う。本層は概して薄く，厚さは 30m から 40m と推定される。

Muni 層　本層は赤褐色の頁岩，灰色の泥灰岩，暗灰色の石灰岩等からなる。厚さは 80m から 130m と考えられる。

Huanané 層　本層は Titicaca 湖の北西端に近い Huancané に模式地（第5図参照）があり，灰色ないし赤褐色の細粒から粗粒の石英質および長石質砂岩を主体とする。本層は陸成層と考えられ，その供給源地は主として東方のブラジル楯状地および古生界からであろう。本層の厚さは模式地で約 522m を示す。

Moho 層　本層の模式地は Titicaca 湖の北岸に近い Moho にあり，赤褐色または雑色の頁岩，珪質ないしアルコース砂岩に石灰岩を伴う。石灰岩は暗灰色，ときに暗黒色を呈し，厚さは約20m から30m を示す。この石灰岩は Ayavacas 石灰岩と呼ばれている。本石灰岩は一般に褶曲が著しい。若干の化石が産出する。一方，ここで注意されるべきことは，SCHLATTER・NEDERLOF (1966) が NEWELL (1946) の Sipin 層と Muni 層とを共に本層に含められるものとしていることである。両層は Moho 層と同一層と考えられるので，SCHLATTER・NEDERLOF の見解が妥当であろう。

Cotacucho 層　本層は赤褐色の砂岩を主体とし，一部に石灰頁岩を挾在する。厚さは約1100m と推定さ



第1図 Andes Oriental の Suches 川上流地域の地質 (RIVAS: 1962)

1：デボン系　6：Huayrapata 層
2：石炭系　7：段丘堆積物
3：二畳系　8：氷河堆積物
4：Suches 層　9：沖積層
5：Ococoya 層

れる。SCHLATTER・NEDERLOF (1966) は下位の Moho 層とは不整合関係であるとし，Turonian が欠除すると考察している。

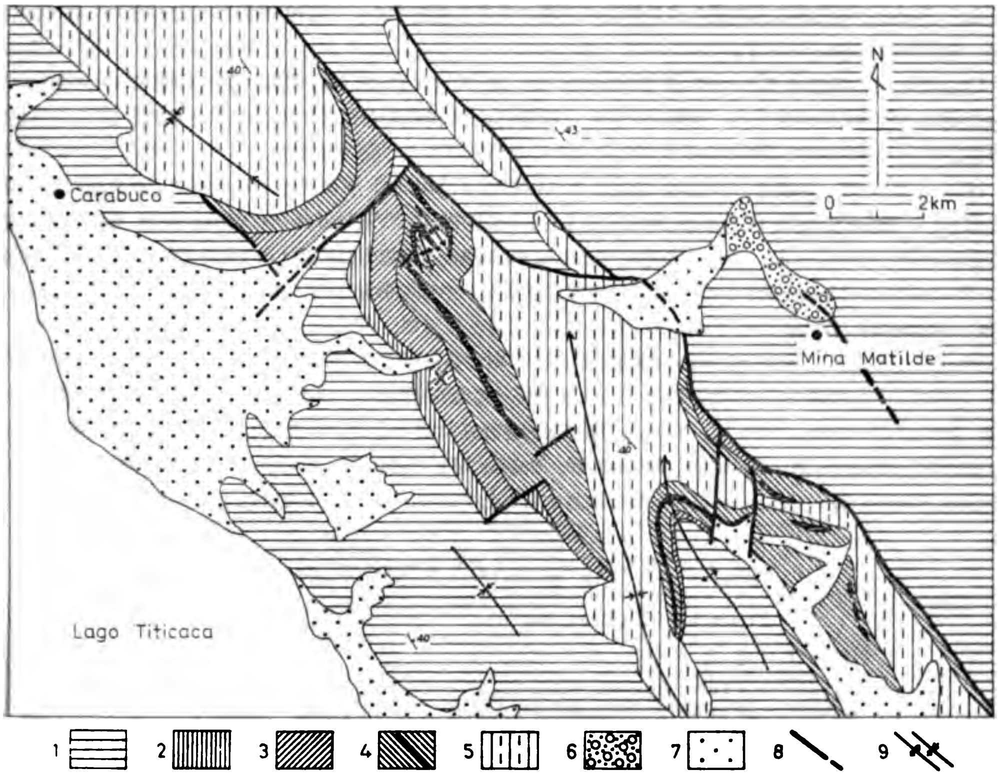
Vilquechico 層　本層は頁岩を主とし，これに砂岩，珪質砂岩等を挟在する。厚さは700m 内外である。なお LOHMANN (1970) は本層に石灰岩を含むとしているが，これは疑問である。

Muñani 層　本層は赤褐色のアルコース砂岩を主体とする。厚さは100m から800m と推定される。

B. Titicaca 湖東方地域

当地域の白亜系は RIVAS (1968) によると下位から，Huancané 層 (148m)，Moho 層 (387m)，Suches 層 (305m)，Ococoya 層 (432m)，Huayrapata 層 (177m) に区分される。Huancané 層，Moho 層は共にペルーの白亜系のボリビアへの延長である関係上，同一地層名が当地域にも用いられている。当地域の地層群は Suches 川およびその支流やその他の渓谷に，樹木や雑草におおわれることなく非常に良好に露出する。

Huancané 層　本層は Puerto Acosta の東から北にかけてほぼ NW から SE 方向に広く分布するほか，Escoma の南東にも小区域に露出する。本層の下部は礫岩と粗粒砂岩とからなり，砂岩は上部に移行



第2図　Andes Oriental の Carabuco 東方地域の地質 (RIVAS: 1962)

1：デボン系
2：石炭系
3：二畳系 (Copacabana Group)
4：白亜系および同石灰岩
5：第三系
6：第四紀段丘堆積物
7：沖積層
8：断　層
9：背斜軸・向斜軸
X：主要化石産地

するにつれ粗粒から細粒へと変化し，ところどころに偽層がみられる。

Moho 層　本層は Puerto Acosta の町の北にそびえる小山脈の山腹に急峻な崖をつくつて分布するほか，Puerto Acosta の東約 1 km の山渓谷に Ayavacas 石灰岩が侵食に堪えて，非常に良く露出する。ここでは当石灰岩層とこれに接する上位の黒色頁岩とは共に垂直に近くたち，当石灰岩と黒色頁岩層との境界の層準にウニ類がやや多く産出するほか，僅かの腕足類が含まれる。これらの化石層は厚さが 20cm から 30cm で数層準がみられる。頁岩の露出部は侵食により，くぼんだ地形をなし，また風化した頁岩は多角形の小破片になり易い。砂岩は細粒から中粒で，黄色を呈し，塊状で，ところにより急な崖をつくる。

Suches 層　本層は Titicaca 湖の北西方に分布する Cotacucho 層に相当するもので，Suches は Titicaca 湖に Andes Oriental から注入する川の名称に由来する。本層は赤色ないし淡赤褐色の砂岩を主体

とし，Suches 川流域の大規模な向斜構造の西翼に良好に露出する。化石の産出はほとんど知られていない。厚さは約1000m を示す。

Ococoya 層　本層は Titicaca 湖北西方に分布する Vilquechico 層に相当する。地層名は Suches 川の中流の一部落名に由来する。本層は灰黄色，灰緑色，赤褐色等の種々の色調の頁岩を主体とし，これに砂岩を伴う。厚さは約 450m を示す。

Huayrapata 層　本層は Titicaca 湖北西方にみられる Muñani 層に相当するもので，淡灰色の砂岩を主体とし，部分的に塊状で，急峻な地形を呈する。本層中から Viviparus や Melanoides 等の淡水棲動物化石の若干が知られる。本層の名称は Suches 川上流の一部落名に由来している（第５図参照)。本層は Huarachani-Mocomoco 向斜の軸部に非常に良く，かつ広く分布する。厚さは約200m と推定される。

C. Altiplano 地域

Poopo 湖の西から Rio Mulatos 地方にかけて分布する白亜系は，PEREZ et al. (1962)，DAVILA et al. (1962)，OLIVARES (1962)，PAZ et al. (1966) により下位から Orinoca 層，Mulasi 層，Coroma 層，Pahua 層，Candelaria 層，Tusque 層に区分される。この層序区分に対して AHLFELD (1972) は下位から，Orinoca 層，Anta 層，Mulasi 層，Pahua 層としている。そのうち Mulasi 層は Titicaca 地方の Suches 層，Ococoya 層の両層に相当するとしており，なお第１表に示すように Mulasi 層およ

第１表　ボリビア白亜系の対比表

age \ area		Titicaca～Altiplano zone					Andes oriental zone		Subandes zone	
		NEWELL (1949) EMP. PET. FISCAL (1969)	SCHLATTER, NEDERLOF (1966)	RIVAS (1968)	AHLFELD (1972)		LOHAMAN, BRANISA (1962)	SCHLATTER, NEDERLOF (1966)	North	South PADULA (1959)
Senonian (s.l.)	Group	Munani F. (800m)	Muñani F. (800m)	Huayrapata F. (177m)	Pahua F.	Tusque F.	El Molino F. (200～500m)		Beu F.	Tacurú F.
								Suticollo F. (1000m)		
		Vilquechico F. (728m)	Vilquechico F. (680m)	Ococoya F. (432m)	Mulasi F.		Chaunaca F. (198m)			
						Candelaria F.				
		Cotacucho F. (1126m)	Cotacucho F. (1100m)	Suches F. (305m)			Aroifilla F.			
Berriasian～Turonian	Puca	Moho F. (800m)				Pahua F.	Miraflores F.	Miraflores F. (1600m)		
			Moho G. (800m)	Moho G. (387m)	Anta F.					
		Huancané F. (522m)				Coroma F.				
							Tarapaya F. (73m)			
		Muni F. (275m)				Mulasi F.				
		Sipin F. (33m)	Haun-cané F. (100m)	Huancané F. (148m)	Orinoca F.	Orinoca F.	La Puerta F. (343m)	Torotoro F. (400～1200m)		

び Pahua 層は層位上，上部白亜系であると主張されている。このように南部 Altiplano，すなわち Poopo 湖西方から Poopo 湖南方にかなり広く分布する白亜系の層序区分は研究者により異なつている。一方，ボリビア地質調査所の地質図幅作成にあたつては，この地域に関して統一した地層区分がなされている。ここでは PEREZ et al. (1962)，DÁVILA et al. (1962) 等により設定された層序区分に基づき要点を挙げるにとどめる。なおこの地域に関する当調査所の研究結果が詳しく公表されていないことは残念におもわれる。

Orinoca 層　本層は当地方の最下部層で，砂岩を主体とし，石灰岩の部層を伴つている。

Mulasi 層　本層は赤褐色ないし雑色の頁岩を主体とし，一部に砂岩を挟む。

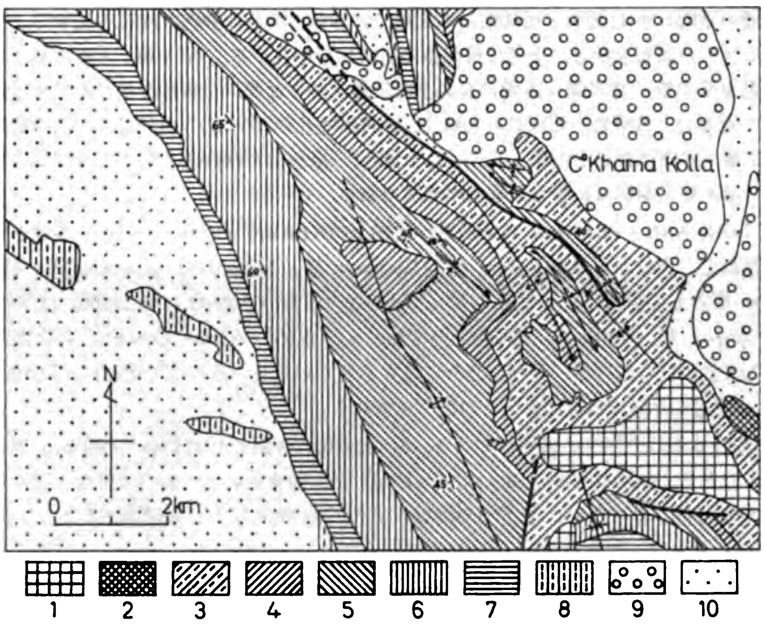
Coroma 層　本層は灰色ないし赤褐色の砂岩を主体としている。

Pahua 層　本層は暗黒色ないし暗灰色の石灰岩と頁岩とからなり，Andes Oriental の El Molino 層に相当する。

Candelaria 層　本層は赤褐色ないし雑色性の頁岩を主体とすることで特徴づけられる。

Tusque 層　本層は砂岩と赤褐色の石灰質岩からなる。

AHLFELD (1972) は Altiplano の白亜系について次のような層序を設定している。すなわち下位から



第 3 図　Andes Oriental の Tamillo 地域の地質 (PEREZ・他：1962)

1：三畳系・二畳系
2：Orinoca 層
3：Mulasi 層
4：Coroma 層
5：Pahua 層
6：Candelaria 層
7：Tusque 層
8：第三系
9：洪積層（礫層）
10：沖積層

Orinoca 層，Anta 層，Mulasi 層，Pahua 層の4層に総括した。しかしそれらの各層の詳細については明らかでない。AHLFELD は Pahua 層を Altiplano の白亜系の最上部と考えたが，PEREZ et al. (1962) 他は Pahua 層が石灰岩の部層を含む故をもつて，これを Andes Oriental 南部の Miraflores 層の相当層とみなしている。また AHLFELD は Mulasi 層をこの地域では上部白亜系に相当するとしているが，PEREZ et al. (1962) ・他は Mulasi 層を Miraflores 層より下位の層準のものであるとして，非常に異なつた立場をとつている。AHLFELD の設定する Anta 層は石灰岩を挾在することで特徴づけられるが，本層は Titicaca 湖地方の Moho 層，または Andes Oriental の Miraflores 層に相当するものと考えられる。

D. Andes Oriental 地域

Andes Oriental の各地に散在的に分布する白亜系の層序は，白亜系の良好に発達する Miraflores 地域の層序を標準として統括することが，最も合理的であろうと筆者等は考える。この地域の白亜系の厚さは約 2500m と推定されるが，古くは SCHLAGINTWEIT (1941) がこの白亜系を8層に区分した。すなわち下位から，第1層：Torotoro 砂岩（厚さは約 700m）。本層は砂岩を主体とするもので，オルドビス系上に不整合に重なり，下部に基底礫岩が存在し，砂岩中に偽層がみられる。第2層：本層は層理が比較的に良く発達する砂岩と，これに石膏，砂質頁岩が挾まれるもので，厚さは約 80m。第3層：Miraflores 層といわれ，本層の下部5m は頁岩と泥灰岩との互層で，赤色，紫色，灰色，緑色を呈する。部分的に化石を含み，また石灰岩の薄層を挾む。上部に暗黒色の石灰岩が存在する。第4層：本層は石灰質頁岩で，その色調は黄灰色を呈する。第5層：本層は頁岩と泥灰岩とからなり，色調は赤褐色を呈する。第6層：本層は砂岩，石灰質砂岩，石灰岩，泥灰岩の互層で，一部陶土化している。色調は淡灰色を呈する（厚さは約700m）。第7層：本層は頁岩を主体とし，これに紫色，緑色および白色を呈する凝灰質砂岩を挾む（厚さは約400m）。第8層：本層は頁岩と砂岩との互層である。

後になつて LOHMANN・BRANISA (1962) は SCHLAGINTWEIT (1941) の研究を基礎として白亜系の層序区分を再検討し，下位から La Puerta 層，Tarapaya 層，Miraflores 層，Aroifilla 層，Chaunaca 層，El Molino 層として総括した。これに対して SCHLATTER・NEDERLOF (1966) は下位から Torotoro 層，Miraflores 層，Suticollo 層に組みたてた。このように Andes Oriental の白亜系は他地域と同様に全体として統一的な層序が，今なお充分に確立されているというわけではない。LOHMANN・BRANISA (1962) の設定した層序に基づき，その概要にふれる。

LA Puerta 層　本層は赤褐色の砂岩からなり，SCHLAGINTWEIT (1941) の Torotoro 層に対してあたえられた地層名である。LOHMANN・BRANISA (1962) は本層中にいくつかの不整合が認められると主張しているが，詳細は明らかでない。なお LOHMANN (1970) は本層が三畳紀であるとしており，多くの疑問が残る。

Tarapaya 層　本層は赤褐色の頁岩を主体とし，SCHLAGINTWEIT (1941) の設定した層序の下位からの第2層に相当する。

Miraflores 層　本層の模式的発達地は Potosi の近くにある。本層は厚さが 27m 内外で，緻密で灰色ないし赤褐色，まれに暗黒色の石灰岩を含むほか，種々の色調の泥灰岩からなる。当石灰岩は一部 Oolitic となり，ところにより nodule を含む。マグネシウムに富み，二畳紀の Copacabana 層群中の石灰岩とは明瞭に区別される。当石灰岩は厚さに変化があり，50cm から 60m，ときにそれ以上の厚さとなる。当石灰岩はボリビアのほぼ中央部に位置する Colquechaca——Potosi——Sucre でかこまれる三角地域内に良好に発達する。また本層は玄武岩質岩を挾む。この玄武岩質岩は dyke であるか，lava flow であるか，産状が明らかでないので，その産状を確かめることは今後に残された興味あるこの地域での一課題である。なお同様の玄武岩質岩は本層のみならず下位の Torotoro 層中にもみられ，これらはおそらく白亜紀から第三紀に亘る一連の火成活動の一部であろうと考えられる。本層は腕足類の産出が多く，二枚貝類，

その他も含む。Macha の北の Esquena 近くから産出した *Neolobites* に基づき本層は Cenomanian と考えられている。

Aroifilla 層　本層は淡褐色ないし暗灰色の頁岩，蒸発残留岩，赤褐色砂岩から構成される。

Chaunaca 層　本層は頁岩，石膏，岩塩等からなり，色調は一般に赤褐色を呈する。

なお当地域では最下位の La Puerta 層から Chaunaca 層までは一堆積輪廻と考えられ，その厚さは Andes Oriental の西側で約600m，東側で約1200m と推定される。

El Molino 層　本層は頁岩，石灰質岩，泥灰岩の互層からなり，石灰岩は赤褐色または暗灰色を呈する。岩相が特異なため，他の諸層から区別され易く，鍵層となる。El Molino 層の上部は第三系の最下位の Santa Lucia 層に整合に移行する。Santa Lucia 層は赤褐色を呈し，白亜系の岩相と酷似するので，したがつて一部の研究者（BARRIOS et al.；1966・他）は Santa Lucia 層を白亜系に所属させていたことがあつた。El Molino 層は短期間ではあつたが，一つの海進時の堆積物で，そのため海棲動物化石の若干，すなわち腕足類等の産出が知られる。本層の厚さは 200m から 500m と考えられる。また本層中に恐竜の足痕等がみられる（第4図参照）。脊椎動物化石は Torotoro から Vila Vila にかけての本層中から産出する。恐竜は Torotoro 附近のみに限られて発見されているが，将来，他の地域からも見いだされるであろう。また本層からは藻類の化石とおもわれる“*Pucalithus*”が産出する。本層の地質時代については化石群からその時代が Turonian から Senonian であろうと考えられており，正確なことは今後に残される。

SCHLATTER・NEDERLOF (1966) はボリビアの燃料資源，すなわち石油や天然ガスの開発のための石油会社の資料を基礎として，ボリビアの層序と古地理を概括した。この研究の公表は1966年のことであるが，この研究の基礎となつた資料は比較的に古いものである。一方，現在，ボリビアで探査を行つている石油会社の所有する層位や古生物に関する資料は Andes Oriental および Subandes に関して，かなり多いように推定されるが，これら資料は全く未公表のままである。



第4図　El Molino 層における恐竜の足痕（A・B）

SCHLATTER・NEDERLOF (1966) は，白亜系の恐竜の化石等の産出は Miraflores 層の上部層準で，すなわち Suticollo 層の下位としているが，この点に関して AHLFELD (1972) は El Molino 層からの産出としている。層位上の関係については現段階では一応，AHEFELD の見解に従うが，今後充分，再検討を行う必要のあることを指摘しておきたい。なお Andes Oriental における SCHLATTER・NEDERLOF (1966) による層序（第1表参照）に関しては次のようである。

Torotoro 層　本層は charca 地区の Torotoro 向斜に分布し，砂岩を主体とするものである。砂岩は堅硬質で，赤褐色を呈する。この砂岩が堅硬質であるため侵食に堪えて，各地で峡谷をつくる。一部の地域に石油らしきものを含むようであり，厚さは 400m から 1200m と推定される。本層は LOHMANN・BRANISA (1962) の La Puerta 層と Tarapaya 層の両層に該当するものとおもわれるが，厚さが相当異なつている。

Miraflores 層　SCHLATTER・NEDERLOF (1966) は SCHLAGINTWEIT (1941) と LOHMANN・BRANISA (1962) とが設定した Miraflores 層とほぼ同一の地層であるものに対して本層名をあたえているが，本層の層位上の範囲については，見解が一致しているとは限らない。ただこれまでのすべての研究者が，本層は石灰岩の部層を含むという特徴があるので，Miraflores 層としての独立した単元を認めようとする点に関しては一致している。SCHLATTER・NEDERLOF (1966) は本層の厚さを約1600m と推算したが，この値は LOHMANN・BRANISA (1962) のそれとは相当の差違が認められ，一方，Titicaca, Altiplano に分布する本層と同一層と考えられる Moho 層のそれともかなり差違がある。本層の正確な厚さ，ならびに地域的な厚さの変化，云ひかえれば堆積盆地の古地理上の特性等の探究は，今後に残された重要課題の一つである。

Suticollo 層　本層は赤色，黄灰色，紫色の頁岩，砂岩，泥灰岩からなるが，砂岩は石灰質となつていない。本層は Cochabamba 地域の Suticollo と Parotani に模式的に露出している。また本層は海退後の堆積盆が湖沼となり，そこに石膏や岩塩が堆積して形成されたものである。たとえば Macha や Potosi や Sucre にはそれぞれ分離した湖が存在し，そこに岩塩がみられ，それらの堆積物はやわらかい。そのほか Suticollo 層の存在は Pilcomayo 川の水源地方に発達する Leñas の広い向斜軸部や Macha 等に知られる。

E. Subandes 地域

Subandes では上部白亜系のみが存在し，それは北部においては Beu 層，南部においては Tacru 層といわれる。一方，ガルフ石油会社では両層は共に第三系と考えている。両層は Altiplano や Andes Oriental の白亜系との対比が難しいが，一応，Suticollo 層に対比される。両層の上位には石灰質砂岩の特殊な堆積層が存在し，それらは北部では Eslabon 層，南部では Petaca 層と呼ばれ，第三系の鍵層となつている。Subandes の上部白亜系から第三系におよぶ層序とその古生物学的研究は野外調査にあたつて自然条件も悪いので，現段階ではあまり進展していない。

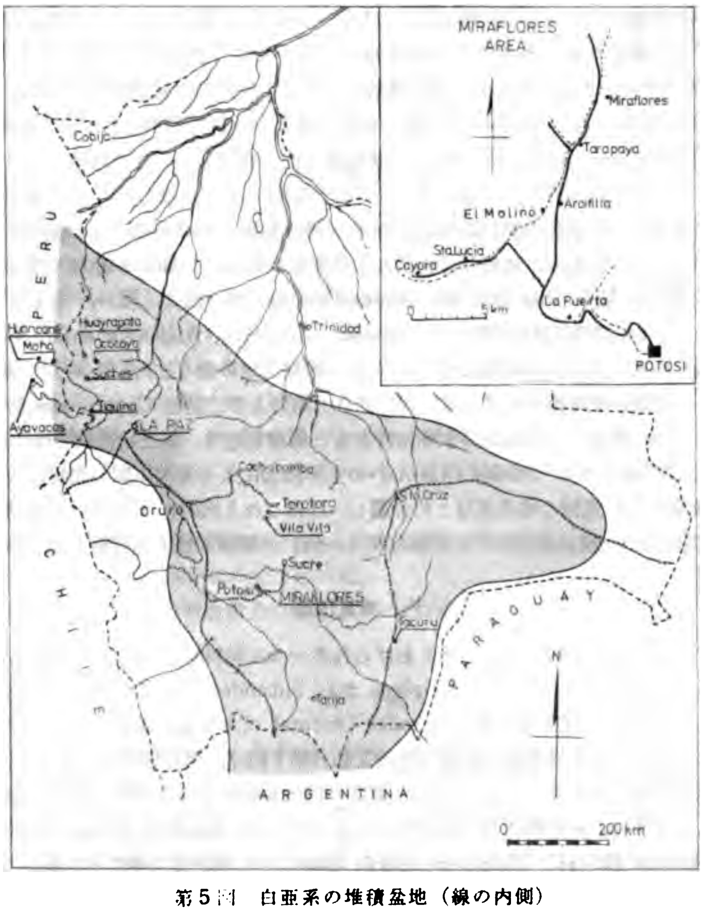
Beu 層　本層は南の Antonio から北東方向に Buenaventura を経て，ペルー国境におよぶ Subandes に帯状に分布する上部白亜系を総括したものであるが，一部の研究者に本層の時代が古第三紀ではないかとの意見もある。

SCHLAGINTWEIT (1941) は本層が Beni 川上流の高地および El Pelado 山地に分布していることを明らかにしたが，本層の模式地は Beni 川の交流の Beu にある。本層は二畳紀の化石を含む Copacabana 層群の上に不整合に重なるほか，ところによつてはデボン系や石炭系の上に不整合で重なる。下部は厚さ約20m の基底礫岩からはじまり，mica を含む堅硬質の砂岩を主体とし，局部的には偽層が発達する。色調は地表では赤色であるが，地中深部では黄色ないし灰白色を呈する。本層はさらに一部赤色，灰色，緑色等の種々の色調の頁岩の薄層を伴う。本層の砂岩は第三紀初期の鍵層である Bala 礫岩層の砂岩とは異なつている。層厚は一般に350m から400m で，ところによつては約600m と推定される。

Tacurú 層　本層は PADULA (1959) が命名したもので，ボリビアの南部の Yacuiba から Santa Cruz 附近までの間の Subandes に帯状に分布する上部白亜系を総括した名称で，一部研究者は本層の時代が Beu 層についての見解と同様に古第三紀ではないかとも云われる。層位上，本層は下部白亜紀と考えられる Vitiacua 層群および石炭紀ゴンドワナ系の上に不整合で重なり，そして本層の上に第三系が不整合でおおう。本層は砂岩を主体とする陸成堆積物で特徴づけられ，特に注目されることは風成層であることである。したがつて砂岩中の石英粒は角がとれ，まるみを呈する。基底礫岩中に珪質の礫が混在することがあり，本層の色調は赤褐色を示し，偽層が比較的に良く発達する。なお本層は広く分布し，南方にのびて，アルゼンチン北部にまで達する。厚さは Santa Cruz の Piray 川地域では約 20m，Monteagudo では約 750m と推定される。Tacurú 層の分布は，ボリビア南部では向斜構造の軸部に発達する第三系のまわりに，第三系をとりかこむような状態でみられる。

F.　東部ボリビア地域

東部ボリビアの Suarez Arona 川の上流地域，すなわち San José の南方に上部白亜系とみなされる地層が存在する（ボリビア地質調査所：250万分の1地質図参照)。これは Portón 層と呼ばれるものである。本層は主として石英粒に富む赤褐色砂岩からなり，供給源地をブラジル楯状地とするデルタ堆積物と考えられるもので，層厚は600m から1000m と推定される。本層の地質時代については明確ではない。本



第5図　白亜系の堆積盆地（線の内側）

層は上部白亜系ではなく，むしろ Altiplano に広く分布する第三系，特に古第三系に対比されるものと考えられつつある。東部ボリビア地域においては Porton 層の地質年代の決定や堆積環境の推察など興味ある重要課題が残されている。

IV. 堆積盆地

ボリビアの北東部の Beni 平原の地下にブラジル楯状地がのびて存在することは，石油探査の結果判明している。したがつてボリビアの古生界はブラジル楯状地上に一部が，またその西側に一部が堆積したものと考えられる。ボリビアでは二畳紀中期（Leonardian）からジュラ紀末期に亘る間，陸化していた。その間，三畳系かどうか未詳の一部陸成堆積物を除くと，ほとんど堆積を欠いている。ボリビアにおける古生代初期から二畳紀初期（Wolfcampian）までの地殻変動は，いうなれば造陸運動で特徴づけられるようである。しかし一方，ボリビアの造山運動の一時期として，三畳紀からジュラ紀末までの間の火成活動とそれに伴う褶曲運動が認められるようにおもわれる。いずれにしても古生代初期からの造山運動の時期や性格については，ペルーやチリー等の地域と同一視されるべきものではないようにおもわれるが，現在なお明確な解析がなされていない。構造地質学的にはボリビアの白亜系を含めそれ以前の地質は，アンデス地区というより，むしろブラジル楯状地区（仮称）に含められるものであろう。白亜紀初期になつて，はじめて確認できる堆積盆地が生じた。それは中生代地史にとつて重要な事件であつたと云わねばならぬが，この構造史上の意義についてもまだ明らかでない。Cordillera Real 中の花崗閃緑岩類の貫入は，三畳紀からジュラ紀とも考えられ，かりにこの説が妥当だとすれば，白亜紀の海進はこれら貫入とそれに伴う褶曲運動の後に起つたことになるが，褶曲運動はおそらく白亜紀の海進時まで継続していたであろう。白亜紀中期頃の Moho 層－Miraflores 層の堆積で指示される堆積盆地は，Subandes を除く，それ以西の Titicaca, Altiplano, Andes Oriental の諸地域に広く発達した。この堆積盆地に海水が進入し，Ayavacas 石灰岩が形成され，菊石，二枚貝類およびウニ類等の化石を残した。この海進は北西方向から始まつた可能性が大きい。白亜紀中期以降は海退期で，堆積盆地は半鹹半淡ないし湖沼性に変り，そこに赤褐色の堆積物がもたらされたが，堆積相は場所により変化があり，Titicaca 地域では石英質砂岩に富んでいる。白亜紀末期には Vila Vila 地域等の Andes Oriental の一部に，浅い，そしてごく短期間の海域が存在していたらしい。白亜紀終末期には，Titicaca, Altiplano, Andes Oriental, Subandes および東部（ブラジル側）の広大な地域に堆積盆地が広がり，堆積盆地の最も拡大した時期であつた。そして Subandes ではこの時期の堆積物はデボン系，ゴンドワナ系および二畳紀 Copacabana 層群上に直接に各地で不整合関係をもつて重なる。白亜紀終末期に存在した堆積盆地は，第三紀初期では La Paz——Sucre——Tarija 線をほぼ中軸とする，Andes Oriental の上昇隆起による脊梭山脈の出現によつて，大きく西側の Corocoro 堆積盆地と東側の堆積盆地とに分離し，ほぼこれと同時に Corocoro 堆積盆地は，Andes Occidental の脊梭山脈の出現によつてその西側（チリー側）の堆積盆地とも分離したと考えられる。

V. 地質構造

白亜系に発達する顕著な地質構造としてとりあげられる一つは向斜構造である。それらの褶曲軸は一般に NW から SE 方向をとり，また西の Altiplano から Subandes に亘る東西断面の地質構造では数回の褶曲をくりかえしている。白亜系堆積後，Andes Oriental は大規模な隆起とそれに伴う地殻変形とがあつたと考えられるが，白亜系堆積後の顕著な地殻変動の第１回は，第三紀中頃であろう。第２回は第三紀末ないし，洪積世初期であろうとおもわれる。数度の地殻変動を受けた結果，現在白亜系は向斜構造の軸部に存在することが多い。向斜構造の主なものとして Titicaca 湖北東の Andes Oriental 中の向斜，Titicaca 湖北の Putina 複向斜，Miraflores 地域の Miraflores 向斜等が挙げられる。また Arica——Elbow 地質構造線以南にあつて Altiplano から Andes Oriental に分布する白亜系は，褶曲運動が進展

した結果，長軸ではあるが波長の幅の狭い向・背斜構造が発達している。このような波長の幅の狭い向・背斜構造は白亜系以前の古期岩類にも同様にみられ，Andes Oriental に発達する褶曲構造の一特色である。主要なものとして Huarachani——Mocomoco 向斜と Miraflores 向斜についてふれ，その他については省略する。

A Huarachani——Mocomoco 向斜

当向斜の軸は Puerto Acosta の北東約 30km に位置し，NW から SE 方向に約 25km に亘つて追跡でき，南端では Mocomoco の北を通る。南西翼には下位からデボン系，石炭系，二畳系（Copacabana 層群）および白亜系がみられるが，北東翼では二畳系（Copacabana 層群）と白亜系とが露出し，デボン系とは Suches——Chuma 断層（RIVAS：1966）で境する。そして向斜の軸部には白亜系最上部の Huayrapata 層が分布する。なお Suches——Chuma 断層は Huarachani——Mocomoco 向斜の北東翼の一部を切るので，この断層は向斜構造の生成後に生じたものとおもわれる。RIAVS (1966) によると Titicaca 湖北部には，その他いくつかの NW から SE 方向に走る向・背斜構造が発達する。そして Huarachani——Mocomoco 向斜を含み，その他のいずれの向斜構造においても軸部に必ず白亜系が存在することは注目されることである。

B Miraflores 向斜

Miraflores 地域には白亜系が比較的に広く分布し，向斜を形成する。軸は Santa Lucia の西に位置し，ほぼ NS に走る。向斜の東では白亜系はオルドビス系に不整合に重なり，オルドビス系の上に分布する白亜系がボリビアの白亜系の層序の基準と考えられるものである。Miraflores の向斜は Andes Oriental 中ではよく知られている構造の一つである。白亜系の基盤である古生界に発達する向・背斜構造は，白亜系に発達する構造よりさらに一層複雑化している。

VI. 結　言

ボリビアの Altiplano, Andes Oriental, Subandes および東部丘陵地に分布する白亜系の層序を主体として記述したが，その要点を挙げてむすびとする。

1) ボリビアの白亜系に関して統一的な標準層序が設立されてはいない。同一地域においてさえ同一層序が研究者により異なる見解がとられている。しかしボリビアの白亜系の標準層序は，比較的に古くから層序が研究され，化石と豊富な Miraflores 地域が，一応妥当と考えられる。

2) Titicaca 地域については RIVAS (1968) の層序区分が一応基準となろうと考えられ，その層序は下位から Huancané層，Moho 層，Suches 層，Ococoya 層および Huayrapata 層に分けられる。

3) 上部白亜系の上限をどこにおくかは，Subandes や東部地域やその他の地域で，今後の課題として残されている。

4) 白亜系に発達する顕著な地質構造の一つとして向斜構造があげられ，その例としてHuarachani——Mocomoco 向斜と Miraflores 向斜について述べた。

5) ボリビア白亜系の基盤岩の構造史上の特徴はアンデス地区というより，むしろブラジル楯状地区に含められるものであろうとおもわれる。

文　献

AHLFELD, F. (1946) : Geologia de Bolivia, *Riv. Museo La Plata (nueva serie)*, seccion geologia, to. 3, pp. 1-370.

——(1959) : Correlacion del horizonte calcareo de Miraflores con el de Ayavacas, *Yac. Petrol. Fisc. Bol., Bol. Tec.*, vol. 1, no. 3, pp. 9-12.

——(1969) : Geografia fisica de Bolivia, Enciclopedia Boliv. La Paz. Cochabamba, pp. 1-248.

——(1972) : Geologia de Bolivia, Enciclopedia Boliv. La Paz. Cochabamba, pp. 1-190.

——y Lr BRANIŠA (1960) : Geologia de Bolivia, *Inst. Bol. Petrol*, La Paz, pp. 1-245.

——y R. MOSEBACH (1935) : Ueber alkaligesteine in der Bol. Ostkordillere, *N. Jhrb. Min*, A 69, pp. 388-414.

ASCARRUNZ, R. y L. RADELLI (1946) : Geologia della penisola di Copacabana e delle isole del settore sud del lago Titikaka, *Atti Soc. Ital. Sci. Nat. e Mus. Cin. Stor. Nat.*, v. 103, no. 3, pp. 273-284.

BARRIOS, J., VARGAS, W., PONCE, J., AVILA, W., VELASCO, C. y BARRIENTOS, M. (1966): Mapa geologico (escala 1 : 100000), Ubina, *Servicio Geologico de Bolivia.*

BELLIDO, B. E. (1969) : Sinopsis de la geologia del Peru, *Servicio de Geologia y Mineria, Peru*, Bol. 22, pp. 1-54.

BRANISA, L. (1965) : Los fosiles guias de Bolivia. I. Paleozoico, *Servicio Geologico de Bolivia, GEOBOL*, Bol. 6, pp. 1-282.

——(1968) : Hallazgo del amonite *Neolobites* en la caliza Miraflores, *Bol. Inst. Bol. Petrol.*, vol. 8, no. 1.

——, GRAMBAST, L. et HOFFSTETTER, R. (1969) : Quelques precisions nouvelles, dapres les *Charophytes*,sur lage du groupe Puca (Cretacé-Paleogene, Bolivia), *Soc. Geol. France Compte Rendu*, no.8, pp. 321-322.

CABRERA, L. A. y GEORGE, P. (1936) : Reconocimento geologico de los yacimiento petroliferos del departamento de Puno, *Bol. Cuer. Ing del Peru*, no. 115, pp. 1-102.

CHERRONI, C., GAMARRA, R., VELAZQUEZ, M., PEREZ, M. (1962) : Map geologico (escula 1 : 100000), Huari, *Servicio Geologico de Bolivia.*

CLAURE, M., SOLIZ, N. Y. DAVILA, J. (1962) : Map geologico (escula 1 : 100000), Kilpani, *Servico Geologico de Bolivia.*

DAVILA, J., OLIVARES, C., CLAURE, M. y SOLIZ, N. (1962) : Map geologico (escula 1 : 100000), Rio Mulatos, *Servicio Geologico de Bolivia.*

EVERNDEN, J., KRIZ, S., CHERRONI, C. (1666) : Correlacion de formaciones Terciarias de la cuenca Altiplanica a base de edades absolutas determinadas por el metodo potasio-argon, *Servico Geologico de Bolivia, GEOBOL*, Hoja informativa I.

HARRINGTON, H. J., (1962) : Paleogeographic development of South America, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 46, no. 10, pp. 1773-1814.

LOHMANN, H. H. (1970) : Outline of tectonic history of the Bolivian Andes, *Bull. Amer. Asss. Petrol. Geol.*, vol. 54, pp. 735-757.

——y BRANISA, L. (1962) : Estratigrafica y paleontologia del group Puca en el sinclinal de Miraflores. Potosi, *Petroleo Boliviano*, vol. 4, no. 2, pp. 9-16.

MARTINEZ, C., SUAREZ, R. y SUBIETA, T. (1971) : La cadena hercinica en la parte septentrional de la cordillera oriental de Los Andes Bolivianos (perfil La Paz-Alto Beni), *Servicio Geologio de Bolivia, Geobol*, Bol. 15, pp. 26-35.

NEWELL, N. D. (1946) : Geological investegation around Lake Titicaca, *Amer. Jour. Sci.*, vol. 244, pp. 357-366.

——(1949) : Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia, *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 36, pp. 1-111.

OVIEDO, C. (1965) : Estratigrafia de la Peninsula de Copacabana, Lago Titicaca, *Inst. Bol. Petrol.*, vol. 5, nos. 1-2, pp. 5-15.

OLIVARES, C. (1962) : Map geologico (escula 1 : 100000), Jay-Jay, *Servicio Geologico de Bolivia.*

PADULA, E. y REYES, F. G. (1958) : Contribucion el Lexico Estratigrafico de los Sierra Subandinas, *Bol. Tec. Yac. Petrol. Fis. Bol.*, to. 1, no. 1, pp. 9-70.

PAZ, F., COLUMBA, M., VELAZQUEZ, M., LLANOS, R. y OQUENDO, A. (1966) : Mapa geologico (escula 1 : 100000), Andamarca, *Servicio Geologico de Bolivia.*

——, ALVAREZ, J., PONCE, J., ZAPATA, H., VELAZQUEZ, M. y LLANOS, R. (1966) : Mapa geologico (escula 1 : 100000), Corque, *Servicio Geologico de Bolivia.*

PEREZ,M. M., ALARCON, J. Z., SOLIZ, N., SANDOVAL, M.,CLAURE, M. y MENDIETA, G.

(1962) : Map geologico (escula 1 : 100000), Sevaruyo, *Servicio Geologico de Bolivia.*
RIVAS, S. (1968) : Geologia de la Parte norte del lago Titicaca, *Servicio Geologico de Bolivia. GEOBOL.* Bol. 2, pp. 1-88.
RUSSO, A. y RODRIGO, L. (1965) : Estratigrafia y Paleogeografia del grupo Puca en Bolivia, *Bol. Inst. Bol. Petrol.*, vol. 5, nos. 3-4, pp. 5-51.
SCHLAGINTWEIT, O. (1941) : Correlacion de las calizas de Miraflores en Bolivia, con el horizonte calcareo-dolomitico del norte Argentino, *Natas Museo La Plata*, Vol. 6, pp. 337-354.
SCHLATTER, L. y NEDERLOF, M. (1966) : Bosquejo de la geologia y paleogeografia de Bolivia, *Servicio Geologico de Bolivia, Bol*, no. 8, pp. 1-49.
Servico Geologico de Bolivia (1968) : Mapa geologico de la Rep. Bolivia, *GEOBOL.*
VELAZQUEZ-LLANOS, M. y PEREZ-V. (1963) : Map geologico (escula 1 : 100000), Pampa Aullagas, *Servicio Geologico de Bolivia.*
VELASCO, C. A., BARRIENTOS, M. B., PONCE, J. y AVILA, W. (1966) : Map geologico (escula 1 : 100000), Quechisla, *Servicio Geologico de Bolivia.*

(1976年3月22日受理)

地学雑誌 85, 5 (1976)

第13回太平洋学術会議とその中心議題としての「太平洋圏における人類の将来」について

渡　辺　光

The 13th Pacific Science Congress, Vancoubar, Canada, 1975, and the Problems Related to Mankind's Future in the Pacific.

Akira WATANABE

I. 一般的報告

1975年の晩夏に，カナダのバンクーバーで開かれた第13回太平洋学術会議 The 13th Pacific Science Congress は，その中心課題を「太平洋圏における人類の将来 Man's Future in the Pacific」に置き，これに対して，自然社会人えの各方面から，および総合的立場からのアプローチを試みようとする方針で開かれたことは，本誌の読者の中でも相等数の方が御存知の事と思う。ただ，今回の会議は，時節柄を反映して，主催者としての太平洋学術協会カナダ側研究連絡委員会（カナダ政府関係諸機関及び大学諸機関の代表者より成る）の最初の予定の3,000名を遙かに下廻り，1,000名を割つたものと推定され，日本側の参加者も，ここ数回の会議に比して遙かに少なく，特に地学関係は，全部合せても10名をあまり越えなかつたものと思われた。

太平洋学術会議そのものについては，事新しく紹介する必要はあるまい。そのモットーとする科学的態度を崩すことなく，政治に係わらず non-political の姿勢は厳に貫ぬかれた。会議の母体である太平洋学術協会 Pacific Science Association—本部はホノルルの Bishop 博物館内—への加盟は，独立の主権を持つた国に限ることなく，科学に対する独立の代表機関を持つ地域ならば，独立に加盟し得るのである。例えば，ハワイは米国と離れて加盟し，沖縄も，事，太平洋学術協会に関する限り，琉球大学を科学的代表機関として，日本と独立に加盟している。このことは，将来も主催問題とは関係なく，中華民国と中華人民共和国とが独立に協会に加盟することの正当性に対する道を開くものであつて，難点があるとすれば，それは全く，中国の国内問題であり，他の加盟国の容喙の許されない問題である。今回の会議でも，既に加盟している中華民国と，未加盟の中華人民共和国の間の問題は出なかつた。

また，このことは，1977年のインドネシアに予定されている第4回中間会議はもちろん，1979年に決つたソ連のノボシビルスクの第14回会議でも保持されるものと思われる。なお，今回の会議では，今までの慣習とは異つて，会議終了後直ちに次の主催国のソ連の代表学者のカピッツァ KAPITZA A. P. 氏が太平洋学術協会の会長 President 就任した。因にカピッツァ氏は地理学者であり，今回のソ連の主席代表であつたと共に，地理学委員会 Scientific Committee on Geography の委員の一員でもあつた。

II. 会議の内容と運営

太平洋圏の人類の将来を中心課題としたこの会議は，次の7つの主要項目を通して追及されることとなつた。

1) 人口 Population
2) 水界資源 Aquatic Resources
3) エネルギー資源 Energy Resources
4) 土地資源 Land-Based Resources
5) 栄養 Nutrition
6) 自然科学と社会科学政策 Science and Social Science Policy
7) 太平洋圏における人類の将来の状態 Man's Future Condition in the Pacific

1）の人口は1920年の第1回の汎太平洋学術会議以来伝統的に会議の柱となつていた課題であつ

たが，今回はこれを a. 人口の変化 (growth), b. 域内移動，c. 社会的意義，d. 家族計画　に分けて，太平洋圏の持つ複雑な人口問題の解決策に示唆を与えようと志した。

2）の水界，3）のエネルギー，4）の土地資源に関する項目は，いずれも資源を中心とするものである以上，人間中心の地域価値観の立場からの考察である。少しく観点は違うが，5）の栄養についても同様であり，いづれもこれらの課題に対する現状の分析や調査の方法から，将来の対策 strategy に及ぶ論述がなされた。しかし，これらの諸問題について，万遍なく追及されたのではなく，バンクーバーという場所柄を反映して，水界資源の発表者が著しく多いのが目立つたのに対して，他の部門は組織化の立ち遅れが目立つた。

それでも，土地資源シンポジウムは，土壌を中心とした議題，農林等の地上資源，土地利用に関する問題，特に農林的土地利用と都市的土地利用の競合，配置改善の問題から広域生態系，島嶼生態系ばかりでなく，自然保護から更には，国際生物学10年計画の IBP 回顧と反省に至るまで，極めて多彩であつた。

5）の栄養のシンポジウムは，医学中心のもので，大は全世界や全太平洋圏的の見地からの論議から，小地域や小問題としては，都市化と栄養，疾病との関係や母子栄養等に及ぶものであつた。

6）の科学対策部門は，太平洋圏各国各地の科学政策，科学者の地位，教育機関等についての報告を求めたものである。

7）の人類の将来の状態は，人間生活の質的の面，都市環境の悪化，文化交流の影響，孤島における観光業の影響等，主として人文環境の人文的原因による変貌の問題が論ぜられた。

以上のような，主要課題は，毎日午前があてられ，まず冒頭に組織委員会の依頼に応じた全員参加講演 plenary address 又は特別講演 special address があり，それについでシンポジウム毎に分れて論ずるような形式で進められた。ただ全員参加講演は，講堂の設備が十分とは云い難く，予期の効果には程遠い憾があつた。

これに対して，デンプリン毎の分科的傾向の著しい部会 session と，科学委員会 scientific-committees には午後が当てられた。この中で部会の方は組織委員会が計画したもので，太平洋の研究に関係の深い主なデンプリンまたはテーマについて，研究発表を中心として論議が進められる性格を持つものである。これに対して，前大会後に組織され，今大会までの期間に学術方面の連絡に当つた scientific committees 学術委員会の方は，委員長の報告，次期委員会への受継ぎ及び希望事項，次期委員長の推薦等のような事務的事項について，委員間で打ち合せをする会合である。このような委員会は1971年の前回のカンベラ大会で，1）人類社会学，2）植物学，3）科学情報，4）環境保全と保護，5）昆虫学，6）林学，7）淡水科学，8）地理学，9）海洋学，10）太平洋研究博物館，11）栄養学，12）太平洋島嶼生態系，13）公衆衛生医学，14）科学教育，15）個体地球科学，16）珊瑚礁の16委員会が設けられた。

委員会の標題で大体明らかなように，地学に直接関係のあるものは，7）淡水科学，8）地理学，9）海洋学，15）固体地球科学などで，特に固体地球科学は広く地質学，地球物理学等を包含するものである。この中で，地理学の委員長は渡辺　光，固体地球科学の方は松本達郎が推薦され，いずれも本大会に出席して，次期委員会への引継ぎの責務を終えた。

一方，学術報告を目的とする部会 session の方は組織化が相当進み，広義の地学と関係の深いものは，1）植物学 Botany，2）環境保全と保護 Conservation and Environmental Protection, 3）地理学 Geography，4）海洋学 Marine Sciences，5）固体地球科学 Solid Erth Sciences, 6）島嶼生態系中の人間の位置 Man's Place in the Island Ecosystem 等であつた。7）珊瑚礁研究 Scientific Study of Coral Reefs, その他，医学者中心の公衆衛生，医学 Public Health and Medical Sciences, 社会科学者中心の社会人文諸科学 Social Sciences and Humanities 等に一部人文地理学的の気味のある論題があつたことである。全体として目立つたことは，バンクーバーという場所柄を反映して，著しく海洋学，海洋漁業方面の論議が活発のように見受け

られたことであつた。

以上の各部会，シンポジウムの中で，地質学関係の事項の報告はいづれその方面の参加の方によつてなされるであろう。私は地理学及び関連方面で聞知した範囲の事項を報告する。

III. 地理学関係の諸部会

地理学部会は，a）太平洋各地の比較関連性，b）農業系統と集落，c）市場配置系，d）環境破壊と国際開発，e）開発途上国の都市化等の課題を中心とした部門に分れて論議が行なわれた。また時節柄を反映して，環境問題には多くの関心が払われ，環境災害部門は独立して津波，洪水，永久凍土層，旱ばつ，火山活動に基づく小地域の災害問題も論ぜられた。また地理学部門では，地理的相異性に基づく国際経済，政治環境の問題も取り揚げられた。

一方，地理学部会とは独立していたが，地理学者が組織者 organizer となつている部会に，「島嶼生態学に於ける人間の位置」Man's place in the island ecosystem ががあつた。組織者はカナダのマギル大学のブルックフィールド BROOKFIELD, H. 教授と，毎回，島嶼生態学委員会で活躍していたフォスベルグ FOSBERG, F. R. の両氏であつた。この部会が今回地理学者を中心として運営されるようになつたのには，次のような経緯があつた。それは，島嶼生態系 Island Ecosystem の常置委員会は長い歴史を持つており，太平洋学術会議の中にあつても，特に活発な委員会であつたが，委員は生物学者が中心であつたために，ややもすれば，生物生態系に傾きすぎるという自覚が生物学者の間に芽生え，第10回のホノルル大会（1961年）からはそれが顕在化して，人間をも入れた生態学として，この委員会がユネスコのスポンサーの下に設けられた当初の精神に戻すべきであるという意見が有力となつた。この考え方は東京大会（1966年）カンベラ大会（1971年）にも現われたが，この大会で，部会を設けることとして実現したのである。つまり，人間を入れた真の意味での人類生態学 human ecology，すなわち，人間と自然との係り合いおよび，人間相互間のかかわり合いを通しての島嶼の生活実態の究明を志したのである。かくて，主題は太平洋諸島の，急激な政治経済上の変化を踏まえての，これら諸島の人間生活の実態と人間活動のインパクトによる環境の変貌の考察に手をつけようとするものであつた。

また，植物部会中にも，太平洋生態系—地理的分析部門があり，太平洋圏の生物地理区，各国，各島の自然生態系の帯状配列 ecological zonation，主要生態系内の空間的および時間的変化，将来の見通し等の論議があつた。また，環境保全と保護部会では，保全機関と科学者の役割，生態系保存の現状と必要性について論じようとするものであつた。

現地討議 excursion は生物学，地質学を中心としたものが数多く計画されたがその大部分は取り止めになつた。ただ会期中の休日（23日の土曜）を利して行なわれた日帰りのものは残つたが，地理方面の参加者が多く1965年にカスケード山中に起つた Hope Slide の大山崩れと，途中のデルタやサンドル，モレン等の氷河の堆積地形や土地利用の観察を目的とした旅行であつた。ここで感じたことは，山地（谷壁）斜面の物質移動の定義が我が国はもちろん，国際的にも極めて曖昧であるということである。ここの崩壊地形を英語では land slide と呼んでいたが，これは日本人の知つている崖崩れ，avalanche 等に相当するもので，もちろん land slide でよいのであるが，日本語の地辷り地形ではない。斜面の物質移動は river flow, earth flow, mud flow, debris flow, avalanche, (land slide), soilcreep 等様々の様式で行なわれ，その間に厳密な境はつけ難いが，日本の地辷りに相等する言葉はあまり見当らない。land slip がこれに相等するのであろうか。

IV. 太平洋学術協会地理学委員会 Scientific Committee on Geography, PSA は20日（水）と26日（火）の昼に，大学職員クラブ Faculty Club で昼食を挟んで開かれた。19名の委員中出席者12名，20日の会では a）前大会以後の委員会の活動状況報告，b）今回の執行部に提出すべき当委員会としての決議の草案の検討をすることとし，起草委員に渡辺委員長，FISHER C. A., SAMUELS M., KAPITZE A. P. の各委員が当ることとなつた。26日の会では，a）PSA の執行部提出

にかかる各種の学術委員会のグルーピング案の可否についての論議，b）西太平洋の小島嶼の研究の遅れを取り戻し促進する手段を構ずる手段を計ること，c）このことを決議の中に追加することを決定し，FISHER と SAMUELS 両氏に起草を嘱依することを決定した。

委員長名で執行部に提出された決議は次の通りであり，趣旨は大会の最終決議 resolution に採択された。

1. It is recommended that the Scientific Committee on Geography be contiuned for the next four years.

2. In view of the wide extent and diversity of the area covered by the Pacific Association, including groups within it, it is recommended that at each Congress a limited number of areas and topics be selected for special consideration.

3. Both on scientific and educational grounds, the Committee strongly recommends further cooperation between universities and related institusions within the Pacific area.

4. It is recommended that the Pacific Science Association should appoint a representative to the International Geographical Union.

5. Pursuant to Resolution 2 above and in view of the desire expressed by several colleges from the Pacific island group that more attention should be paid the special problems of such areas, we would like to take this opportunity to suggest this topic as a suitable theme for the next. Inter-Congress meeting in Indonesia in 1977. the fact that Indonesia itself shares many of these problems would make this a particularly apprapriate topic for the 1977 meeting.

V. 地理学部会

地理学部会は会期中殆ど毎日，大学の中枢部である中央図書館 Main Library に近い Buchanan Building の217号室で行なわれた。部会で柱となつたテーマは次の如きものである。

19日 The Pacific Community

20日 Agricultural systems and settlements

21日 Forum of the IGU Working Group of Market Distribution System

22日 Environmental hazards and international development : scientific advice and users choice

25日 Theory and study of urbanization in the developing countries of the Pacific Region

26日 同上続き

27日 Geographical research : application and relevance

28日 同上続き

日本人としての発表者は，19日の筆者の報告(後掲）と，26日の正井泰夫氏の The pre-industrial space pattern of Edo (Tokyo) であつた。申し込まれた論文の数は IGU の「市場配置」のワーキンググループの会合のものを除いても50を越えた。この全貌を伝えることは筆者の良くするところではないが，特に気の付いた点を挙げれば，予期に反して，いわゆる「新地理」方面のものが鳴をひそめたことである。参加するまでは，バンクーバーが，地理学の計量化の発祥地と伝えられるワシントン大学（シアトル）に近いだけに，多くのこの方面の最新の方法に基づく報告が予期されたが，ギリシア時代以来の地理学の二大傾向の一としての literary tradition と言つた方面のものが専らで，いま一つの，mathematical tradition の線に沿つたものは現われなかつた。

VI. 太平洋圏の人類の将来に関する諸問題
—Geodiversity からの考察—

以下，筆者が地理学委員長の報告の意味で，この9年間に各委員からよせられた報告をとりまとめて19日の The Pacific Community の会合で発表した "Geodiversity" or the problems related to mankind's future in the Pacific(Geodiversity—太平洋圏の人類の将来に関する諸問題—）の要旨を伝えて責を塞ぐことにする。

太平洋圏に限らず，すべて将来を論ずる場合に必要なことは，時間の単位をどの程度に押えるかをきめて置かなければならない。その長さが異れ

ば当然議論も変つて来る。もし1,000年またはそれ以上の単位で人類の将来を論ぜるというならば，真面目な立場からの議論は不可能である。過去の事例に徴しても，このような長期間には，どのような技術，社会，政治，その他の変化が起るやも諜し難いし，むしろ起る蓋然性が極めて大きい。従つて過去から現在に至る経過を外挿することは意味がない。この種の論議は学術的の会議の問題ではなく，宗教家または空想家の論議にまかせて置けばよい。

一方，多くの国が実施している国策，すなわち5ケ年計画か，長期計画—といつても5ケ年程度—の時間単位の論議ならば，むしろ政治，行政の方面が主体となり，学者は助言，忠告を与える位で良かろう。学術的国際会議で論ずべき人類の将来に関する論議の時間単位は，人間の一代の平均活動期間ともいうべき40年から，せいぜいその二倍を少しこえた100年程度ではあるまいか。

このような前提を置いて太平洋の人類の将来を考えることは，1920年の太平洋学術協会の設立以来の課題であり続けたわけであるが，この第13回大会には主要課題として取り上げられた。この際，地理学の方面からは如何なる貢献をなすべきであろうか。以下は私見であるが，まず太平洋が果して客観的に密な相互関連によつて統一された地域であるかということからはじむべきであり，つぎに，そこの住民が，淡いながら，何等かの一体感，またはそれに近い相互の親近感を抱いているかということである。

かつて，ある人が，「アジアは一つである」といつた相である。これは文学的表現乃至情緒的の願望ならば差支ないが，事実は，自然的にも，文化的にもアジア位異質的の地域からなり，それらの相互関連の薄い大陸はないのである。然らば太平洋はどうであろうか。結論を先に言うならば，アジア程ではないが，之亦他の太平洋圏に比して遙かに広大でもあり，WRIGHT, J. K. 云う Geo-diversity が顕著である。従つて太平洋圏の人類のかかえている将来に対する問題点も之を構成する地域互に独自のものがあり，ここに地理学徒地理学の立場からこの課題として注意を向けなければならない所がある。

まず，果して太平洋圏は統一性を持つた地域であるのか，または単に太平洋に面した地域の総称として，便宜的に呼ばれた地域であるかが問題である。総合的の考察は後に廻して，各地域要素に就て考えて見ると，自然地理学的には，ここが太平洋という地球表面積の3分の1を占める世界最大の大洋に面した地域であること，それは気候帯，風系，海流，等に於て系統的な構造を示していること，この意味で一体感が見出されることは事実である。またその周縁を繞つては，環太平洋造山帯（火山帯，地震帯ともほぼ一致する）という，世界に比類のない連続性を持つ新しい地質時代からの不安定地域にかこまれているという統一性にも異論はあるまい。

然し，人文的方面では，どの要素をとつて見ても，あまりにも多彩であり，不統一であり，それらの多くのものは，圏内の相互関連性も薄い上に，却つて，この400年来大西洋圏とも云うべき欧米に対して各地域互にバラバラに従属的であつた。ここに統一性，一元性は殆ど欠如していることはあまりにも明らかである。つまり，Pacific Community（太平洋相互依存世界），Pacific Unity（太平洋統一体）は，いわば一部の理想主義者の希望的表現に過ぎないのが現実である。

このように，太平洋圏は人間活動の舞台として見る限り，地域的相異性，多様性，不統一性が実体であり，太平洋圏全体としてはもちろんのことこれを構成する各地域をとつて見ても，一つの地域問題として他と切り離して取扱いはできず，むしろ太平洋圏以外の地域との関連に於て解決しなければならない問題が多い。

まず，太平洋圏内の相異性は実に大きい。例えば，よく世界的視野から，一つのシナ圏 sinian realm なる文化圏に入れられ勝ちなシナと日本について見ても，漢字や文数，行政制度の導入の事実はあるが，言語，文学，思想の点はもちろん，社会制度を見ても西欧と東欧の差異というような，単なる発達段階の差と見るべきではなく，もつと本質的の差があり，譬えば，古代オリエントと古代ギリシアのような，別のコスモスと見た方が良い。これを遠く離れたオーストラリア，ポリネシア，ラテンアメリカとくらべて見ると，最近

に至るまで殆ど関係のない別の世界であつた。

つまり，太平洋圏は，自然的統一性を除き，決してヨーロッパ圏，アングロアメリカ圏，ラテンアメリカ圏に比すべき統一性，関連性を持つた大地域ではない。これを構成する各地域のかかえている問題も多様であり，各地域の基本的構造も多方に流動的で，十分固まつているとは云い難い。他の大地域との関係にしても，太平洋圏の大部分は未だ大西洋圏の植民地，半植民地的体制を完全には脱却しておらず，現にその残滓の多くが残つている有様である。このことからも，当然，geodiversity と共に，汎世界的の観点を離れて，ここの人類の将来の問題を論ずることは無意味に等しいことがわかる。

この短かい報告の中で広大な太平洋圏各地の問題を以上の趣旨で漏れなく包含することはできないので報告の主体を次の5地域に絞ることにした。各地域に盛られた資料及び論議には，scientific committee on geography の委員の方々の成果と意見が多分に反映していることをお断りしておく。（また一つ附け加えて置かなければならないことは，私の報告の内容の趣旨が，同時に発表されたイギリスのロンドン大学東洋学部教授フィッシァー氏（FISHER, Charles A. 政治地理学者の The Idea of a Pacific Community と期せずして一致する点が多かつたことである。従つて質問，討議は両者の報告が終つた後に一括して行なわれた。）

1. 東南アジア

前世紀後半以来，東南アジアでは東西各方面の学者の研究対象となり，数多くの報告，論議が開陳されている。これらの中で，何人も共通的に取り上げている地域性を挙げれば，自然的には湿潤熱帯 humid tropics の地であること，人文的には大部分の開化原住民の営む稲作と，この400年来の欧米の植民地，半植民地支配の結果として，支配層，華僑，インド人等の中間層，原住民より成る複合社会 plural society を構成するに至つたことであろう。この後者の特徴は，第二次大戦による植民地体制からの開放により大きく変貌したとは云え，その対応は各地域互に，民族性，かつての宗主国の植民地政策，統治様式の差などによつて異つた現れ方をしている。

もちろん更に詳しく見るときは，各地域の差異は，原住民の民族性，歴史的背景，卓越宗教（インドシナ半島の大部分の小乗仏教圏，マライ，インドネシアのマホメット教圏，フィリピンのカトリックキリスト教圏，その他北ベトナムの大乗仏教圏，インドネシア各地に点在する新しいプロテスタント系キリスト教地域等）の差異等によつてもたらされたものである。

いま一つの，この地域の，特に開化地域と目されているところに見られる共通的特色としては，この百数十年の間に，かつての宗主国の植民地開発の重点が置かれたところの著しい人口増加であろう。その結果として，東南アジア全体にならして見ても，かつての2000万人足らずから，今は2億人を越えると推算されるようになつた。それが世界商品の栽培を中心とするプランテーション的開発を中軸とし，之に錫やチークなどの特産が組合さつた商業的産業の発展の結果とは云え，著しい近代工業化を伴なうことなくしてのこのヨーロッパや日本の産業革命を契機とする人口の増加を遙かに凌駕する激増ぶりは誠に驚くべき数字である。その一因としては，原住民の生産力増加に対する対応の仕方のヨーロッパ人や日本人と異なるものがあることが挙げられる。すなわち向上した生産の成果を己の生活程度の向上に向けるよりも，人口の増加に向けて了うと云う民族性によることが大きいものと思われる。

独立後の秩序の回復，民心の安定の過程を見ると，間接統治によつて，すでに原住民が相等程度の自治能力を具えていた旧英領と，直接統治に近い，いわば愚民政策をとつていた蘭領と既に古代的体制乍ら，国家体制を保持していた仏領との差は，はつきり顕われている。ただ共通的に認められることは，古代体制からあまり脱却することなく，中世近世をも経ずして近代国際社会に交わるに至つたために現代にとけ込む体制が十分成熟していなかつた悩みが各方面に現われている。戦前から戦時中を経て戦後の長きに亘つてカンボジア王国に滞在してこの国の指導，観察に当つた委員のメンバーの一人，モントリオル大学のギァリー GARRY, R. 教授は，近代体制の急激な導入に対

する，この国の指導者層の能力，民衆側の水準や受け入れ体制に多大の疑問を投げかけた（Industrialization in Cambodia, Modernization of the Pacific Region, Standing Committee on Geography, Pacific Science Association, 1969）。

東南アジアの将来の発展は既に独立を達成した今は，徒らなる先進諸国の経済援助や性急なる大規模開発ではなく，エリート，一般大衆を含めて基礎的教育からはじめ，社会制度の近代化を辛抱強く行つて行くことであろう。

2．オーストラリアとニュージーランド

東南アジアの東南方に隣り合つては，これとは全く異質とも云うべきオーストラリアとニュージーランドがある。この両国は，アングロ，ラテンの両アメリカよりも更に新しく，原住民の先住率も小さい真の意味でのアングロ新世界 New World であり，この意味で特にアングロアメリカと共通性が大きいように見える。しかし地理的位置，自然的背景を全く異にするので，抱えている問題も独自のものがある。

オーストラリアの将来を考えるに当つて，第一に問題になるのは，全体としての淡水の著しい不足である。このことは，開発以来すでに2世紀に垂んとし，統計数字の上だけでは第一次，第二次，第三次産業のある程度のバランスのとれた先進国的産業態勢を執りながら，人口はこの広大な国土に1000万を僅かに超すだけであり，しかもその分布は土地利用度と共に全く降水量と配置形が一致し，かくて一応のクライマックスに達しているということに見ることができる。試みに温帯で天水畑作農業を営むに足ると見做される年 500 mm 以上のところを見ると，東南部の山地と西南端の一角に限られそこに人口の集中が見られる。

オーストラリアの全土の3分の1を占める鑿泉（アーテジアン）盆地の地下水にしても，既に1914年に限界に達し，今は利用可能な地下水量は減少の一途を辿り，盛時の3分の1をもつて釣合の状態となるとされている。このような状態であるから，経済的の海水の淡水化というような，劃期的な技術革命が成れば別であるが，現状のみから推せば，農牧地の飛躍的増大も，多量の工業用水を必要とするような種類の工業化，さては都市用水を必要とするような都市化は望まれない。

いま一つの側面とも云うべき，土地資源，産業の方面から見ても，結果はあまり変らない。オーストラリアの今日の農牧業，土地所有関係はすでに相当釣合のとれた安定状態にあり，有望な未開拓地は余り残されているものとは思われない。ただ既に確認されている豊富な鉄鉱や粘結炭の存在，更にまた将来続々発見されるであろうウラン鉱等は，工業化への有望性を物語る。しかし，ここにぶつかる課題は，工業用水としての淡水の不足，更に大切なことは，生産物の保証された捌先としての大人口の国内市場の欠如，労動力の不足等の問題がある。この最後の問題は，アパルトヘイト程ではないにしても，人種問題がかかわり，更に近時の移民には東欧から西亜にかけての，質の点で疑問のある分子が多いという。然し，これらの顕在，潜在の地下資源をどうするか，どの程度を将来のこの国の工業化に具えて国内に残すか，どの程度を世界市場に提供するかは，オーストラリアが自主的に決めるべき国策である。

次にオーストラリアの地理的位置はどうであろうか。その面積はほぼ米本土に匹敵する。いまその中枢部であるシドニーとメルボルンのある東南部を米国の東北部になぞらえれば，オーストラリアは，米国の繁栄地域であるミドルウェイトやメキシコ湾岸諸州に匹敵するヒンターラントを欠いている。またその前面には，西ヨーロッパに比すべき市場も故地も持つておらず，むしろ散在的にニュージーランド，米国，カナダ，日本を持つのみである。しかも，今日までは，その発展を主に英本国とのつながりに依存していた。今後のことを考えると，その産業構造，地理的位置から，西太平洋諸国との緊密な共栄関係にこそ将来を託すべきであろうが，人種感情の因子はどれだけこのことを克服するであろうか。

ニュージーランドの状況はオーストラリアと似ている点もあるが，異る点も多い。ここでは淡水の供給量は問題ではない。そのためか，農業，牧畜業共にオーストラリアに比して遙かに集約的で，土地管理にしても営農法にしても注意深く，科学性を十分に取り入れて行なつている。事実，羊の牧畜までも，相等の急傾斜の丘陵地を開発

太平洋諸国の国際貿易別比率 (%)—1972年

	へ 輸 出	から 輸 入
日本	米国31，カナダ4，リベリア4，韓国4	米国25，オーストラリア9，イラン6，インドネシア5
インドネシア	日本45，米国17，シンガポール12，ニュージーランド8	日本33，米国15，西独10，シンガポール7
米国	カナダ25，日本10，西独6，英国5	カナダ27，日本16，西独8，英国5
カナダ	米国70，英国7，日本5，西独2	米国69，日本6，英国5，西独3
ペルー	米国35，日本16，西独12，オランダ8	米国31，西独11，アルゼンチン10，日本7
オーストラリア	日本29，米国13，英国10，ニュージーランド5	米国21，英国20，日本16，西独7
ニュージーランド	英国30，米国15，日本11，オーストラリア8	英国26，オーストラリア22，日本12，米国11

し，施肥によつて牧草を栽培して中規模の個人経営の営みが多い。農業に関しては，未開地も残されているものと思われるが，土地所有が相当安定期に入つており，マオリとの関係もあるので，新しく大規模の移民の導入があるとは考えられない。

将来の発展に対して工業化は考えられないではないが，輸出用を中心とする食品原料加工等の国内市場用の小規模の消費財工業は可能であるばかりでなく，現に行なわれている。しかしここにぶつかる問題は，オーストラリアよりも更に小さい国内マーケットである。このことは，この国がよく緯度，面積，島嶼性などから，日本，イギリス等に比較せられ勝ちであるが，根本的の相異として指摘しなければならない点である。事実既に安定している農牧業，土地所有の態勢を突破して全く新しい態勢をつくり出すようなことは，繁栄を享受しているこの国民の願うところではないことは明らかである。

今日のニュージーランドのオーストラリアとの著しい相異点は，この国が今なお貿易構造を英本国に大きく依存していることである（表）。この状態を近い将来にどのように打破して国の行くべき方向を定めるかが今日の重要課題として残つている。いづれにしても，この30万km²に近い国土に300万人の高生活水準の人口を抱えて，世界の他の地域から隔絶した地理的位置の太平洋中に孤立して行くためには，今もなおつづく英本国へのあまりにも強い依存関係から脱却することと，人口の増大が必要であり，これらは何れも土地と人とのバランスを崩すことなく適切な国策によつて達成すべき目標である。

3. 太平洋上の無住島

上記のような，重要地域とはあまりにも対照的とも云える地域に太平洋上の特にその西南部に散布されている数多くの島々がある。その中でも特に中部のミクロネシア，ポリネシアは，火山起源及び珊瑚礁起源から成る小島で，その中には無人島が数多く含まれている。これらの太平洋上の小島の問題については，2年前のグアムで開かれた太平洋学術協会の第2回中間会議でその主題として論ぜられた。特に無人島については，5年前のクアラルンプールの第1回中間会議で，エール大学兼ハワイ大学の East West Center の故ウィーンズ WIENS H. J. 教授によつて詳論された（WIENS, H. J., Un-inhabited Island of the Pacific and their Resources, op. cit. 1969.）

これらの研究は，小島が世界の変動に対しては大島に比して遙かに敏感であり「絶海の孤島」の持つイメージとは逆に自己の本質を保持することに対しては著しく脆弱であることを示すものである。このことは，今無人島になつている島々に極端に現われている。もちろんこれらのうちには終始無人島であつたものもあるが，一時占居され，その後居住が放棄されたものも多い。居住の理由は生物捕獲，基地としての利用，椰子のプランテーション開発，燐鉱・島糞採取，木材開発，軍事航空基地としての利用等があるが，使命が終れ

ば，たちまち棄て去られる。無人になつた程ではないにしても，ミクロネシア，ポリネシア，メラネシアの小島で類似の運命を辿つた島は少なからずある。ウィーン教授は1969年の時点での太平洋上の無人島を142と数えた。

4．ペルー

ラテンアメリカの太平洋圏の一例としてペルーを考察する。この国は歴史的にも，国際貿易上からも，太平洋圏というよりも，米国東部及びEEC諸国，すなわち大西洋圏に向つておる。太平洋諸国で相等程度の交渉を持つている国は日本のみである（表）。実にペルーは，他のアンデス諸国と共に，人文地理学的見地からは大西洋圏に属するといつても過言ではない。そしてこれらの諸国を大西洋圏と結んでいたのは，スペインの最初の侵略以来自然の通路としてのパナマ地峡であつた。運河の開通により連絡は更に便利となり，特に米国の中枢部であるニューヨークを中心とするその東北部は，これらの太平洋岸のラテンアメリカ諸国の港からは，ほぼ大圏コースで達することができるようになり，距離の上からは，同緯度の米国の太平洋諸州の港よりかえつて近い。

ペルーが複雑な地域構造を持つ国である主要構成地域は劃然と別の地域性を持つ Costa と Alti-plano である。Costa は沿岸のアンデス山脈からの短かい河川に涵養されたプランテーション的の河岸オアシスと，沖合のフンボルト海流中のアンチョビの漁獲や島糞採取に依存し，主としてクレオールとメスティゾの天地となつているところである。Alti-plano はアンデスのシェラにかこまれた高原盆地を中心とするケチュア，アイマラなどのインカ文明の担い手のインディオの居住地であり，外界との経済交渉は主に外国企業としての非鉄金属鉱類の採堀を通じて行なわれている。この二つの全くの別のコスモスとも云うべき地域から成るという性格は，古くから保持されている。しかし，これら各地域の水界，農業，地下資源の何れをとつて見ても，第一次生産物であるという共通点があり，大西洋圏及び日本への供給を第一義的とし，輸入も完成品をこれらから抑いでいるという貿易構造も共通である。この国の将来がこの軌道から近い将来急激に脱却することは困難であろう。如何にして摩擦を少なくして自主的の発展策を遂行するかが今後に課せられた問題である。

以上挙げた4つの事例は，云うまでもなく太平洋圏の代表的地域を網羅したものではない。ただ，共通点として挙げられる特色は，何れも太平洋圏全域と緊密な相互依存の関係を持つ地域ではないということである（表）。東南アジアの諸国は日本，米国及びかつての宗主国との関係が深い。オーストラリア，ニュージーランドは，将来は別として，現在のところ，英本国，欧，米，日等の先進国指向型である。その他の大小の島々も大同小異である。太平洋岸ラテンアメリカ諸国は，文化的にも経済的にもむしろ大西洋圏に属すると云つた方が適切である。

5．アングロアメリカと日本

以上の諸国，諸地域とは異つて，米国，カナダ，日本の三国は全太平洋圏に対する相互依存性と影響力を持つところと云える。これらの3国は相互関係が密接であるばかりでなく，太平洋圏のすべての地域と密接な交渉を持つている。しかし，日本と米国及びカナダとの間には太平洋圏の持つ重要性の比率に大きな開きがある。

いうまでもなく，米国とカナダの両国は，共にヨーロッパとの関係が第一義的である。更にまた，この両国は，共にその中枢部が東部，すなわち大西洋側にある。極言すれば，両国は太平洋圏なしでもどうにか賄える。このことは第二次大戦ですでに証明ずみである。

ところが，日本は全くの太平洋国家である。それは，地理的位置の点ばかりでなく，自然的，文化的，民族的から更に重要なことは，経済的関係によるものである。日本の生存と将来の命運の懸つている国際貿易の通路としての航路は，必ず太平洋を通らねばならぬ。立国の基礎である動力，原料，国民の生命の糧である地上，水界の食糧資源等の，いわば国民の生存に欠くことのできない物資の大きな部分は，太平洋諸国から仰がねばならぬ。ここに日本の太平洋及び太平洋圏に対する関心が深く，太平洋とは離れることのできない所以がある。

結　語

結語として，太平洋圏は，今のところ決して統合され，緊密な相互関連の下に置かれている大地域単位とは云えない。ここは異質的な地域から成ると共に，相互依存の関係も異なり，多くは微弱である。更にまた，世界の他の地域との関係に至っては千差万別，というよりは，かつての殖民帝国体制の残滓が，未だに根強く残つている。Pacific community 等は，文学的表現や政治的願望を表した標語としてならばいざ知らず，現実とは程遠いものがある。

それであるから，太平洋圏の人類の将来を論ずるに当つては，徒に架空な太平洋社会を想定して論議を進めたり，野心的な汎世界的の視野からのアプローチだけでなく，太平洋圏を構成する各地域の比較地誌の立脚点に立つ地味な検討を欠いては，論議が砂上の楼閣になる惧れがある。

（附言）フィッシャー教授及び私の講演の後に，質問・論議が行なわれたが，その際，聴講者の複数の人々から出された質問として，我々両人が期せずして言及しなかつた中華人民共和国の将来と，その太平洋圏に及ぼすことのあるべき影響について両人の意見を求められた。この点でも両人の意見はほぼ同一であつた。論議は色々あつたが，回答の要旨は

1)　中華人民共和国の内情がかなり不明の点が多いので，数十年程度の，予測し得べき将来 foreseeable future に就ても，現段階では言及することは困難である。

2)　過去の事例に徴するに，地理的にチァイナ（シナ）といわれているところに統一国家をたてた勢力は，何れも陸地指向型で，大洋指向性を示したことはなく，一，二度日本やアジアバイットに侵略が試みられたが，何れも実を結ぶことなく終つた。

3)　近い将来も太平洋上に大きな勢力となつて現われることは，その意志は少なく，可能性も薄いのではなかろうかとのことであつた。

4)　フィッシャー教授は更に歴代シナの西域及びそれを越えて熱心な勢力拡大意慾と実績について簡単に説明した。

5)　なお以上の論議には中華人民共和国(本土)からは云うまでもなく，中華民国（台湾）の地理学者も参加していなかつた。

(1976年3月4日受理)

地学雑誌 85, 5 (1976)

第13回太平洋学術会議の報告

松本達郎*

A Report of the 13th Pacific Science Congress

Tatsuro MATSUMOTO

会議全般について

第13回太平洋学術会議は，1975年8月18日から8月29日まで，カナダ国バンクーバーのブリチッシュ　コロンビア大学（BC大学）で開催された。私は幸にこれに参加することができたので，ここに概要を報告する。

今回の国際会議の出席参加者は約1000人で，その中でカナダが最も多い（250人）のに次いで米国(約200人)，そして第3に多いのが日本(54人)，第4が前回の開催国であつたオーストラリア（45人），第5に台湾があるのは，力の入れ方の程がわかる。

日本学術会議は，日本の分担金を2500$支払つているにも拘らず，予算が少ないという理由で，正式代表者派遣を経費の上で裏付けることができなかつた。これは従来ない異例の事である。檜山義夫先生の御尽力により，往復飛行機の団体割引で，大多数の人は渡航した。また代表者には，日本学術振興会をへて割引渡航費が補助されるよう骨折つて下さつた。宿舎としては市内のホテルのほかに，大学学園内の立派な学生寮が提供され，各国の参加者ともここに泊る人が多く，個人的接触も可能であり，また事務的会合もその1つのWalter Gage Towersで行なわれることが多く，便利であつた。

総会と大きい講演会は大戦記念体育館（War Memorial Gymnasium）で行なわれたが，講演会向きにできていないので，声の響きが余りよくなかつた。その他はそこから遠くない医学関係図書館と同じ建物であるWoodward Instructional Resources Centreにある大・小の講義室を使い，特殊なものはその他を使つた。学園内に食堂，郵便局，銀行，一寸した売店，教職員クラブ，大学院のクラブなどがあり，参加者は適宜利用していた。参加者のバッジと氏名票をつけていれば，新渡部庭園にも無料ではいれた。また広い学園内をスクールバスで見学することができた。市街地行のバスも学園の中央部に通じていて便利であつた。

2年前に行なわれたグアム大学での中間会議以来，カナダ側の組織委員会（幹事長W. S. HOAR教授）はプログラムの作成をはじめ種々の準備に専念したが，出席者を最終的に確認するのに苦労したようである。照会に対し返事が来なかつたり，あつても来会しなかつたりで，直前にプログラムの若干変更を余儀なくされた。国際会議を円滑に行なうためには，開催国側の骨折りだけでなく，参加者の協調がきわめて大切であることを，今回も経験した。

理事会・総会で決まつた事項は，別な機会に檜山理事から報告があると思うので，ここでは詳細は省略し，要点を（1)—(7）に摘記する。

1. 会員制度の変更

太平洋学術協会（Pacific Science Association）では，従来は国や地域が会員となり，それぞれの代表学術組織又は代表研究機関が，理事会で定めた分担金を支払つていたが，今後はこのほかに個人会員（会費年10ドル）を認め，その会員には定期刊行物の“Information Bulletin”が配布されるとともに，その他の出版物や会議参加の

* 九州大学理学部
Kyushu University

登録費の割引の特典がある。また学会等も会費（会費25ドル）として登録でき，その場合は1名の公式代表を派遣でき，会議を共催する権利がある。さらに賛助会員（年25ドル）を設け，本会の目的に賛成し，かつ太平洋地域に関した仕事をしている会社・商会などが入会でき，会議の際代表1名を指名することができる。（1976年1月に新会員勧誘の手紙が発送されている。）

以上を要約すると次の4種の membership となる。(a) Institutional Members（従来のものをこの名でよぶ），(b) Member Scientists, (c) Associate Scientific Societies, (d) Corporate Members。

2. 機関会員の2・3の問題に対する措置

太平洋学術協会は non-governmental な国際的な広域科学組織（regional scientific organization）であるから，国家の代表という意識は持たないでよい。日本の場合には日本学術会議が機関会員となっているほか，琉球地域の代表として琉球大学も会員となり，理事1人(山里　清教授)を送つている。香港を輪番会員に招いたが辞退したのでパナマを代りに招くこととした。またラテン・アメリカの参加が鈍いので，いつか中間会議をメキシコで開くようよびかけ，活発化の契機を作るように努める。

さらに北京の Academia Sinica がかつての中国の代表機関であつたので，これに対し機関会員に参加するよう呼びかけることとした。また地域代表として台北の Academia Sinica も引き続き機関会員として認めたいとしている。

またパプアニューギニアも適当な機関を指名して会員になるよう勧告することにした。

以上は会員委員会からの報告に基づく。

3. Scientific Committees と Standing Committee

この関係は3回程変つている。科学諸分野のいわば専門委員会が，昔はすなわち常置委員会であつた。例えば1966年までは，地質学・地球物理学常置委員会があり，そのころの委員長は久野　久教授であつた。その後これは Scientific Committee とよばれるようになり，Scientific Committee on Solid Earth Sciences という名称に改めた。そしていくつかの同様の Scientific Committees の委員長で構成された常置委員会（Standing Committee）を設計，理事会を助けていた。今期まではこの常置委員会の委員長はハワイ大学の M. S. DOTY 教授であつた。今回の理事会で，ソ連の KAPITSA が提案し，豪州の FRAKEL がセカンドした二重構造が，熱い討論の後わずかの票差で勝つて通過した。すなわち常置委員会は4部会（Member Committees）の委員長から成り，Scientific Committees をいずれかの部会の下に置くこととなつた。これは“分野間の連絡をよくし，境界領域の活動をさかんにするため”という主旨だというが，果して主旨に沿うだろうか。この案が従来の Scientfic Committees の委員長の集まりである常置委員会から提案されたのではなく，同委員会では好ましくないと反対しているにも拘らず，わずかの票差で理事会で決められ，いわば上から押しつけた形になつたのは遺憾である。決定には従うべきだが，このようないきさつで決めても，各 Scientific Committee が快くこの線にそうて活動できるかどうか，現実には問題を残していると思う。日本の檜山理事はもちろん反対の立場で，この案の実現には現時点では財政面からも無理があることを説き，決定を先に延ばすよう主張し，檜山案を支持する理事（タイ国をはじめ多くの発展途上国の代表）も多かつたが，残念な結果になつた。新たに設けられた4つの常置委員会構成部会は

① Natural Science Committee（委員長 MC T.-COWAN）

② Social Science Committee (C. S. BELSHAW)

③ Public Health and Medicine Committee (J. A. R. MITES)

④ Support Committee (Karl F. HEUMANN) であり，常置委員会の委員長は Dr. Ian MCTAGGART-COWAN（BC大学）である。

4. 新執行部

第14回の太平洋学術会議を目指して，ソ連の Dr. A. P. KAPITSA が会長に選出された。なお理事会（Council）の中の実行委員会（Eecutive Committee）のメンバー（任期 1975～79）は，

J. E. BARDACH (米), Otto FRANEL (濠), Y. HIYAMA (日本), A. P. KAPITSA (ソ連), J. A. MILES (ニュージーランド), S. K. TUPOUNIUA (フィジー) と委員長 (ox officio) R. W. FORCE (ハワイ) の7人；事務局は Brenda BISHOP, P. O. Box 6037, Honolulu, Hawaii 96818, U. S. A. である。

5. Scientific Committees

次の16の専門委員会があり，それぞれの委員長を理事会で添記のように任命した。(アルファベット順)

① 植物学 (Botany)：H. A. MILLER (フロリダ工科大学)

② 情報 (Communication of Scientific Information)：K. F. HEUMANN (米 Bethesda の FASEB)

③ 環境保全 (Conservation and Environmental Protection)：D. MUELLER-DOMBOIS (ハワイ大学)

④ 昆虫学 (Entomology)：G. G. E. SCUDDER (BC 大学)

⑤ 林学 (Forestry)：C. BASSETT (New Zealand Forest Service)

⑥ 淡水科学 (Fresh-Water Science)：未定

⑦ 地理学 (Geography)：R. G. WARD (カンベラのオーストラリア国立大学)

⑧ 海洋科学 (Marine Sciences) V. I. ILICHEV (ソ連アカデミー海洋研究所)

⑨ 博物館 (Museums in Pacific Research)：R. W. FORCE (ハワイ大学) (仮)

⑩ 栄養学 (Neutrition)：CARMEN L I (Food & Nutrition Research Center, NSDB, Manila)

⑪ 太平洋諸島生態系 (Pacific Island Ecosystems)：未定

⑫ 公衆医学 (Public Health and Medical Sciences)：J. A. R. MILES (オタゴ大学)

⑬ 科学教育 (Science Education)：未定

⑭ サンゴ礁 (Scientific Study of Coral Reefs)：R. T. TSUDA (グアム大学)

⑮ 社会・人文科学 (Social Sciences and Humanities)：C. S. BELSHAW (BC 大学)

⑯ 固体地球科学 (Solid Earth Sciences)
A. SHILO (Northeast USSR Sci
Research Institute, Magadan)

6. 第3回中間会議 (Third Inter-Cong

インドネシアの Bali で1977年7月18〜
開催される。Indonesian Institute of Sc
〔LIPI〕(P.O. Box 250, Jakarta) が後援
所の Didin S. SASTRAPRADJA が幹事
る。"Appropiate Technology" を主要
とする。

7. 第14回太平洋学術会議

1979年8月にソ連の Novosibirsk で開催
ソ連の科学アカデミーが後援する。会長は
A. P. KAPITSA (Far East Research Ce
Academy of Sciences of the USSR, 50 L
skaya Street, Vladivostok) である。ノ
スクは太平洋からは遠く，シベリアの中央
が，東京を中継地としてソ連内の旅費を安
からという話が出て承認された由である。

8. 総会における決議文

8月29日の総会において，11の決議文 (
lutions) が太平洋学術協会の名において採
た。そのいちいちをここに記すのは省くが，
ば (1) 絶滅の危機に瀕している野生の動
物の貿易に対する仮条約 (1973年ワシント
まだ批准してない国はできるだけ早く批准
と。(2) 太平洋諸島は急速な社会的・技術
にさらされ環境が悪化しつつあるので，国
は1972年の環境問題会議 (ストックホルム)
似た小型の会議を太平洋環境についてなす
と。(3) 自然史ならびに文化史の遺産は最
じるしく損失しあるいは変化を受けており，
動・植物の同定や分類の改正に基礎となる
本や必要な図書の管理がいちじるしく不十
で，研究・教育用コレクションの開発・補
管の強化，資料の保管・管理・有効な利用
な施設に対する，政府・地方行政当局の適
算措置，ならびに活用に不便な局部的コレク
ンを国立その他の重要な博物館や研究資料
して，責任をもつて管理し学術的に利用でき
う適切な措置をとるよう勧告する。(4) デン
や黄熱病の病原菌媒介の蚊 (*Aedes aegypt*

太平洋地域ならびに南北アメリカに最近広がりつつある徴候があるので，この地域の公衆衛生に関係する機関はその防禦・予防について万全の措置をとるよう勧告する，などである。

9. 学術講演・シンポジア

今回の学術会議では，主要テーマに“太平洋地域における人類の将来”(Mankind's future in the Pacific) を掲げ，その中に Congress Symposia として次の7種を設けた。

① 人口問題 (Pacific populations and their implications for scientific research)

② 栄養 (Nutrition)

③ エネルギー (Energy and the Pacific region)

④ 陸地資源 (Land-based resources and their management)

⑤ 水資源 (Aquatic resources and their management)

⑥ 人間の将来 (Man's future condition)

⑦ 科学政策 (Science and social science policy, resources, and strategies)

これらには指名された総合的な講演 (plenary lectures) とシンポジウムがそれぞれあつた。

以上は Congress symposia であるが，このほかに，時間をずらし，時には重なつて平行的に，各専門委員会で提案・企画したシンポジウムがいくつかあつた。それらは Botany, Conservation and environmental protection, Scientific study of coral reefs, Ecological reserves, Geography, Man's place in the island ecosystem revisited, Marine sciences, Origin of Pacific land biota, Public healthand medical sciences, Social sciences and humanities, Solid Earth Sciences であつて，それぞれの中で複数のテーマを掲げているものもある。論文要旨 (Abstracts) は1冊 (434 p.) にまとめて配布された。この要旨集は BC 大学の IBM 370 computer を使い FMT とよばれるプログラム (formatting-report program) により作成されたということである。

以上の内容のくわしい紹介はここには省く。出席した各関連の専門家により，適当な機関誌等で紹介されていることと思う。固体地球科学関係のみを，次章で紹介する。

10. 見学その他

BC 大学の Brock Hall には若干の展示があり，会期中随時見学できた。夕食後の時間に学術的の映画会や通俗講演会や音楽会があつた。市内・近郊への短かい巡検のほかに，講演のない土曜・日曜には遠出の1日巡検旅行があつたが，人数が満たない場合は取りやめとなつた。私は8月24日（日）の地質・植物合同の Howe Sound から Whistler 山までの海岸山地（一部）の巡検に参加し，有益であつた。別に CPPP (後述) では海岸山地全域の種々の深成岩体につき1週間の現地検討旅行を実施した。これには野沢・黒田両博士が参加し，きわめて有益だつたとのことである。

11. 太平洋学術会議の変遷

太平洋学術会議の創立のいきさつと第1回(1920年) から第5回 (1932) までの会議の概要は，故加藤武夫先生が岩波講座（地質学関係）の別項 (p. 1～30, 1931) に記して下さつている。はじめの3回は Pan-Pacific Science Congress (汎太平洋学術会議) と呼び，これを開催する母体を Pan-Pacific Union (汎太平洋協会) と呼んでいたが，第3回の東京での会議の際に，Pacific Science Association (太平洋学術協会) と改め，会則を定めた。この会則は前記岩波講座の p. 18～24に原文のまま掲載されている。そして会議名も第4回以降は Pacific Science Congress (太平洋学術会議) と呼んでいる。

この会議が1920年に発足するまでには，1914年以降，英国（オーストラリア・ニュージーランド）と米国の学者による太平洋地域の共同研究の必要性の力説があり，とくに第一次世界大戦終了後平和をねがう機運の高まつていたことを背景に実現に至つたとみることができる。その第1回を日本で開くことが希望されたが，第3回を1926年に日本で開催し，会名・会則を確立したのである。その時にはわが国は学界の主力をこれに注ぎ，また学術研究会議と日本政府も非常に力を入れたことを銘記すべきである。

不幸な太平洋戦争（第二次世界大戦）の後，経済状態がようやく立ち直つた時点に当たる1966年

に第11回太平洋学術会議を日本で開催し，この時にも官学民一体となつて力を注ぎ，今までの太平洋学術会議の中で最も盛大ともいえる内容をもつて，遂行したことは，まだ記憶に新しいはずである。

このような歴史があるにも拘らず，今回は日本からの正式代表に対する日本学術会議からの旅費支給さえ皆無という認識の浅さに変わつたというのは，この10年に学界も含め世の中の変りようが速いにはちがいないが，慨嘆せざるを得ない。学術会議委員諸賢は学史的大局を忘れないで戴きたい。

ここで第1回から第13回までの太平洋学術会議の時と場所とを，念のため記録しておこう。

第1回　1920年8月2～20日，ハワイのホノルル（米国）

第2回　1923年8月13～22日，メルボルン；8月23日～9月3日シドニー（オーストラリア）

第3回　1926年10月30日～11月11日，東京（日本）

第4回　1929年5月16～25日，バタビア及びバンドン（インドネシア，当時蘭領インド）

第5回　1933年6月1～4日，ビクトリア；6月5～15日，バンクーバー（カナダ）

第6回　1939年7月24日～8月12日，カリフォルニアのバークレーとスタンフォード（米国）

第7回　1949年2月2～22日，オークランドとクライストチャーチ（ニュージーランド）

第8回　1953年11月16～28日，ケソンシチー（フィリピン）

第9回　1957年11月18日～12月9日，バンコク（タイ国）

第10回　1961年8月21日～9月6日，ハワイのホノルル（米国）

第11回　1966年8月22日～9月10日，東京（日本）

第12回　1971年8月18日～9月3日，カンベラ（オーストラリア）

第13回　1975年8月18日～29日，バンクーバー（カナダ）

なお小規模の中間会議（Inter-Congress）が最近開催されるようになり，その第1回は1969年5月5～9日，クアラルンプル（マレーシア），第2回は1973年5月20～25日，グアムであった。このほか1973年香港で海洋科学の特別シンポジュウム，1974年にホノルルで環太平洋のエネルギー及び鉱物資源会議が共催（AAPG-CCOP-PSA）された。

内容上の変遷については，私は全般的に広く通暁していないが，気付いた点だけ摘記する。その1つは，はじめは諸専門分野ごとのテーマが主であつた。第3回の東京の時に，1つの問題を多方面から攻究し解決に資するという総合方式が導入された。この傾向はその後太平洋学術会議の特色の1つとなつて発展し，今回の内容もいわゆる学際的な課題に主力が注がれている。第2にそのような総合的課題の内容が，生物学，それも自然史的内容の動・植物学とか人類学と，火山・地震・海洋を含めた地球科学がおもであつたのが，今回の(8)に記したように，人間の生活との関係でとらえた，いわばせちがらい人間臭いものが主流になつて来ているという大きな変化を認める。これは，広い太平洋といえども，このままにしておいては大変なことになるといつた切実な問題が，科学者の側からも真剣にとらえられているという，社会的な大きな動きの中での1つのあらわれであろう。第3に専門分野での課題も，(a)上記のような切実な問題にからんだものがあり，あるいはそのようなとらえ方をした論文が出されている（例えばサンゴ礁はかなり以前からとりあげられている課題であるが，そのとりくみ方に大きなちがいがある）(b)専門分野の中でもなるべく総合的な課題がとりあげられている。

このような変遷があるのは，会の目的自身が変つたのではとの疑問さえ生じるが，会則にある目的の文章は1926年に東京で決めた所と本質的に変りない。念のため会則第2条を原文のまま紹介しておこう。

The main objectives of the Association shall be:

A. To initiate and promote co-operation in the study of scientific problems relating to the Pacific region, more particularly those affecting the prosperity and well-being of

Pacific peoples;

B. To strengthen the bonds of peace among Pacific peoples by promoting a feeling of brotherhood among the scientists of all the Pacific countries.

As a means of attaining these objectives the Association shall sponsor Pacific Science Congresses, Inter-Congresses, and other scientific meetings, foster co-operation with other scientific organization, encourage the conduct of research, and strengthen scientific communication. In furtherance of these objectives the Association shall maintain a Secretariat.

上記のような変遷はあるにしても，この学会は太平洋地域に愛着を感じながら研究をしている人たちによつて支えられているのは事実である。この学会に出席して，自身の苦心の研究成果を公にし，国際的に同学の人たちに批判を仰ぎ，またそれらの人たちの研究成果を傾聴し，互いの交友を深めるとともに，将来の研究を高める契機とするといつた，国際学会出席の個人レベルでの基礎は少しも揺らいでないと信ずる。このことは今回の学会の日本人出席者中のある若い誠実な研究者（氏名省略）が私に語つて下さつた尊い喜ばしい経験に例示されているように，明らかである。個人会員制度が認められたのは，こういう熱心な研究者たちにとつても幸であろう。

固体地球科学委員会

私は固体地球科学委員会の今期（第13回会議終了まで）の委員長をしていたが，任期中何をなすべきかについては，次のような大綱の方針をとつた。(1) 1972年に私が委員長に指命された当初，本委員会はほとんど活動を停止しており，その存続が危ぶまれていた。従つてまず委員を任命し，組織を固め，その基礎の上に活発に動くように努めた。(2) グアムの中間会議のときに委員会を開き，方針を正式に決めるとともに，小規模ながら討論会と巡検を実施した。討論会は Problem of on-land ocean floor を課題とした。(3) 第13回の太平洋学術会議には，総合課題に協力する以外に固体地球科学分野のシンポジュウムを開く。(4) 現在固体地球科学関係では太平洋学術会議だけでなく，各種の学会で，各種の機会に大小の国際的なシンポジュウム・コロキウム・研究集会が行なわれているが，それらと協力できる課題が好ましい。現在最も関心が寄せられているものでしかも太平洋地域に密接な関係をもつのは Geodynamics と Geological correlation であるので，例えば大題目として"Geodynamics of the Pacific area"を原案とする。それには，GDP や IGCP と協力して準備を進めるのが最適で，計画の具体化にはカナダの組織委員会が最もやりやすいよう，自由度を持たせてあげて，この委員会はその具体案を支持・協力するようにする。(5) 太平洋地域には発展途上国も少なくないので，上記のほかに，エネルギー・鉱物資源関係にも力を入れる。これには幸に1974年にホノルルで"Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference"が米国石油地質協会(AAPG)等がスポンサーで計画され，かつ呼びかけて来ているので，太平洋学術協会が共催という形をとつて，積極的に協力する。(6) 第13回太平洋学術会議の時には巡検旅行を加えるようにする。具体化はカナダ側に一任する。

以上の方針はすべて順調に具体化され，計画は実施された。これはカナダの準備委員をはじめ委員会の委員各位ならびに研究者たちの協力によるもので，私は深く感謝している。シンポジュウムのはじめと終りの挨拶の中で，感謝の辞を述べるとともに，将来のいつそうの発展を希念した次第である。理事会においても，固体地球科学委員会は最も active に活動したとして讃辞を添えて報告されたということである。

なお今後への引き継ぎとして，次のことを決めた。これは8月18日の委員会で出席者一同で討議し，みんなの発言を総括して私が試みに黒板に書いた原文を，さらに改文して作成したものである。

1. The Solid Earth Sciences Committee recommends to Council that a small but good symposium and an excursion on Solid Earth Sciences be held at the third Inter-Congress. We suggest that the In-

donesian Organizing Committee select (before March 1976) a suitable theme for the symposium related to Island Arcs and a route for the excursion. Cooperation with other interested organizations is also recommended.

2. The Committee recommends that its role be defined so as to promote continuing studies of geological and geophysical problems of the Pacific area and to cooperate in studies of interregional geological correlation and of energy and mineral resources.

3. The Committee also recommends that specific mention of geoscience sessions related to recommendation 2 above be included in the first and all subsequent circulars of the 14th Pacific Science Congress, so as to ensure adequate geoscience representation at that meeting.

なおこの委員会で私は今期で委員長をやめたい旨を申し出た。留任をすすめる意見がかなりあつたが，近く定年で大学も退官になることなどを理解して貰つて，承認を得た。次期委員長候補に，今回の準備に手腕を示したBC大学のWYNNE-EDWARDS教授を本委員会として推すことに決めたが，理事会はこの案を入れずソ連のDr. SHILOを指名した。私の任期中ソ連の委員はあまり積極的な活動をせず，シンポジュウムへの参加も積極的ではなかつたので，いくらか心配がある（事実半年ほどたつた今日まで新委員長から何の連絡もない）が，本会の活動が続くよう念願している。

固体地球科学関係のシンポジュウム

Geodynamics of the Pacific area という大題目の下に，Intenational Union Commission on Geodynamics〔GDP〕の Working Group 1及び2，ならびに IUGS の International Geological Correlation Program〔IGCP〕の Circum-Pacific Plutonism Project〔CPPP〕と共催で，次の4つの Sessions に分けて行なつた。それぞれの座長とコンビーナーを添記する。

I（8月19日）西太平洋（S. UYEDA, G. SUTTON, WG 1 GDP)

II（8月20日）東太平洋（R. CABRE, D. L. TIFFIN, H. GABRIELSE：WG 2，GDP)

III（8月21日；20～22日の早朝）環太平洋地域の深成活動の時期（P. C. BATEMAN, J. A. RODDICK：CPPP)

IV（8月22日）広域構造(Regeonal tectonics)と総合討論（T. MATSUMOTO, H. R. WYNNE-EDWARDS：固体地球科学委員会)

全部で60近い研究発表があり，そのうち23がCPPP関係であつた。他にIとIVの中には講演申込をしながら来会しないため取り消しとなつたものがかなりあり，とくにソ連の学者にそれが多く，また日本人のも1・2あつたのは恥しい次第であつた。

なお8月21日にはIIIと平行して別な建物（地質学教室）でIとIIのGDP合同会議があつた。また8月20日夕刻にはBC大学地質学教室のレセプションが教職員クラブであり，歓談が尽きなかつた。

講演発表と討論は各論文ごとに原則として20分宛であつたが，かなり熱心な討論があつた。とくに狭い室の方が討論の雰囲気には好ましかつた。論文は1つの巻としてはまとめないかもしれないが，レフェリー付きの通常扱いで，*Canadian Journal of Earth Sciences* に投稿することができることに決まり，1975年12月20日が投稿〆切日に定められた。もちろん他誌に投稿することも自由である。

論文の内容は従つてここにはくわしく紹介することは省くが，若干の傾向について記しておこう。

Iではニューカレドニア～ソロモン諸島附近の複雑な海域の研究結果が発表され，それについてのプレート構造論的解釈が示された（J. DUBOIS et al., L. V. HAWKINS et al.)。またサンゴ礁や段丘を使つての地形的上昇とリソスフェアの膨らみあるいは地震活動との関係を論じたもの (DUBOIS et al., N. YONEKURA et al.) や島弧・海溝系における OBS 観測（J. KASAHARA et al.）のように詳細な報告もあつた。日本列島の geodynamics (Y. KURODA et al.) の題であ

りながら，地史の形で説明されたのは物足りなかつた。その中の“黒潮古陸”に対してはその大陸は今はどこへ行つてしまつたのかという当然の質問があつた。この討論に関係深かるべき四国海盆に関する S. MURAUCHI et al. の講演が欠席のため取り消しとなつたのは残念であつた。適当な人により代読・紹介なりとあれば，討論がもつと興味深いものとなつたであろう。M. J. TERMAN は最近編集（共著者とともに）した Tectonic map of China and Mongolia (Geol. Soc. Amer., 1974) に基づき，さらにインドシナ以北の北西太平洋島弧をも含めたアジア東部全域の新生代後期の大構造図を提出し，いくつかのほぼ等大のプレートから構成され，それらが全体として南東に動いているというモデルと“crustal extension”の考を示した。彼は別な時間に日本・台湾の学者と討論を続けていた。

なお日本の GDP の WG によりとりまとめられた報告書の印刷がきわどく間に合い会場で配布されたのはよかつた。メキシコに関する同様の小冊子も配布された。

Session II（東太平洋）は開催地側であり，欠席もなく，13の充実した論文が読まれ，活発な討論があつた。R. J. PAGE は一般的な trench-slope のモデルを中米沖の最近の研究成果に照合しながら示した。その中には D. R. SEELY et al. (*In* BURK & DRAKE, 1974, The Geology of Continental Margins) が最近示した模式図と似た図が示され，堪米良らが最近四万十帯ならびにその沖合の構造発達史について示している解釈と調和するものがあり，興味深かつた。このほか Cocos プレート (Luis DEL CASTILLO et al.), Nazca プレート (W. J. SCHWELLER et al., C. D. FEIN et al.) に関する報告があり，また南ペルー・北チリー沖の海底構造 (W. T. COULBOURN et al.) の報告は，北西太平洋周辺島弧沖にも見られる構造（舟状盆地を含む構造）との共通性が示され興味深かつた。また E. A. SILVER は造山運動におけるプレートのぶつかりあいの種々の型を基本型と複合型；大小の規模に類別した。

北米については，W. R. DICKINSON がかねてからの所論をまとめて，北米西部の中生代—新生代島弧・海溝系の発達における堆積盆地の位置づけを図式的に示した。その他の大部分はカナダ沖の Juan de Fuca プレートに関するもので NW-SE に走る海岸線ならびにそれと平行の断層（トランスフォーム断層）と直交又は斜交する海嶺や古磁気の縞目の地史 (J. E. MULLER)，ホットスポットの移動史 (R. L. CHASE)，プレートの沈み込みの地史解釈 (J. R. GRIFFITHS)，海底地形や海底下の層状あるいはディアピル構造に関する報告 (R. M. CLOWES et al., B. E. CAMERON) などであつたが，地域的興味にやや偏する傾向が見られた。

IIIは BATEMAN 教授を中心に続けられている精力的な CPPP 研究活動の第4回研究集会に相当し，きわめて活発との印象を受けた。但し提案された主テーマの Timing of plutonism に直接関係しない論文がかなり発表され，プログラムの配列に題材の地域別だけでなく，内容的の配慮も加え，timing 関係を会式の時間の方にまとめると，もつとよかつたろうと思われた。しかし出欠が間際までわからない分があつたという情勢下では，やむを得なかつたのであろう。内容については，参加者の石原舜三・野沢　保博士により地質学雑誌最近号に紹介・論評されているから参照されたい。日本からは日本の花崗岩について磁鉄鉱を含む系を含まない系の類別とその意義の考察 (S. ISHIHARA)，茨木複合岩体の2大別とそれぞれの形成機構についての総括的知見 (T. NOZAWA et al.)，北上・領家花崗岩を題材として，含水珪酸塩鉱物を通じて，深成岩中に含まれる水の起源と挙動を考察した研究 (Y. KURODA et al.) が発表された。北米コルジレラと南米アンデスの諸地域の深成岩活動については，その年代を中心に数多くの研究発表があつた。その中にはきわめて精度の高いものがあつた。またアメリカ側では西から東（内陸の方）へと活動の時代が若くなつていく傾向が注意された。これに対し，日本もしくはアジア側の最近の知見を総括的に示す論文が欲しかつたが，何かの理由でこのシンポジュウムに提出されなかつたのは，やはり残念であつた。こういう場合にはコンビーナーが強く要望してもよ

いのではなかろうか。また深成作用は偶発的(episodic) で周期的でないとする人と周期性を認める人とあつた。

Ⅳにおける総括的討論に関連を持たせたい意図をもつて，私は環太平洋地域における諸地質事象の時間解析と題し，日本の実例について，構造的運動・火成活動がかなり長い期間にわたり大きく見れば連続的に行なわれているが，表現型としては，地域を限れば周期性があることを述べ，これを新しい geodynamics との関連から考察してみた。問題が大きく，論旨を徹底するにはいささか時間不足を感じた。環太平洋地域の深成作用と geodynamics を結びつけて討論を高めることも不可能ではないが，これには両グループともそのつもりで準備しなければならず，私自身の力も不足で，今回はそこまでは行かなかつた。

結論的にいつて太平洋学術会議の中では固体地球科学分野のシンポジュウムは，純学術的であるが，計画に対し成功しており，次の機会への1つのステップを踏んだということがでる。

(1976年3月24日受理)

地学雑誌 85, 5 (1976)

環太平洋マップ・プロジェクト

西　脇　親　雄*　佐　野　浚　一**

Circum-Pacific Map Project

Chikao NISHIWAKI and Shun-ichi SANO

I. プロジェクトの目的および組織

米国石油地質学会，アジア沿海鉱物資源共同探査調整委員会および太平洋学術協会の共催により，1974年8月ホノルルで開催された第1回環太平洋エネルギー鉱物資源会議 (Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, CPEMRC) の準備段階で，地質および資源に関する一連の綜合的な地図を作成し，情報を分析し地図に記載される資料を常に更新するシステムを開発することを意図して，1973年2月に環太平洋マップ・プロジェクト (Circum-Pacific Map Project) が発足した。

マップ・プロジェクトの目的は，

(1) 太平洋ベーズンおよびその周辺の全資源の分布の研究に関係する最近の地質，鉱物およびエネルギー資源の情報を一連の地図にまとめること。

(2) 探鉱の指針として既知の資源と主要な地質的特徴との関係を明らかにすること。

(3) 環太平洋地域における協力関係に刺戟を与えるために，太平洋ベーズンの現状およびこの地域内での地質ならびに資源に関する知識のギャップに注目するように努めることである。そしてこのプロジェクトは，副産物として，データの標準化とコンピュータ化を推進し，最終的には，データ処理・評価システムを導入し，このようなシステムを利用しようとしている人々をはげますことを意図している。また，地図作成にあたつてコンピュータ化された既存のデータバンクを利用する予定である。

マップ・プロジェクトの地図作成作業は次のような方針に従つて進められている 。

(1) これらの地図は，単に既に出版された地図の再編集ではなく，最近の入手可能なデータを含めた新しい編集でなければならない。

(2) このプロジェクトは環太平洋地域の国・組織および科学者の参加による国際的な努力でなければならない。

(3) 可能なかぎり，このプロジェクトは地質および資源探査ならびにその評価に密接に関係している人々から協力を受けるべきである。

(4) これらの地図は客観的に編集すべきであつて，使用者が事実と解釈とを分離できるように表現すべきである

第1回環太平洋エネルギー鉱物資源会議の際に，この会議を継続的に開催するための母体として環太平洋エネルギー鉱物資源理事会 (Circum-Pacific Council for Energy and Minerals) が設立され，マップ・プロジェクトはこの理事会の事業の1つとなつたので，基本的な方針は理事会によつて検討・承認されることになつている。なお，小林　勇地質調査所長が理事会の13名のメンバーの1人に選ばれている。このプロジェクトの最高責任者である総議長(General Chairman) は米国地質調査所国際地質部長 J. A. REINEMUND で，その下に2名の副議長がおかれている。環太平洋のすべての部分からの参加と協力とを容易にするために，5つのパネル，すなわち太平洋ベー

* 資源開発大学校　Institute for International Mineral Resources Development
** 工業技術院地質調査所　Geological Survey of Japan, Agency of Industrial Science and Technology

ズンの4つのクォドラントおよび南極のパネルが組織され，東アジア—北西太平洋地域をカバーする北西クォドラント・パネルの議長に西脇親雄が指名された。地図作成作業の調整と推進のため，米国内のメンバーによるマップ調整委員会（Map Coordination Committee）およびマップ情報委員会（Map Information Committee）が組織され，また他の国際的な共同研究計画や地質図編集計画と密接な関係を保ち，著名な研究機関に蓄積されている資料の入手を容易にするために，11名の特別顧問（Special Consultants）が委嘱され，西脇親雄もその1人である。このように，このプロジェクトは個人参加の形式をとつた任意団体として運営されているが，米国地質調査所が予算をとつて実際上編集作業の中心となつている。

北西パネルは北東パネルとならんで最も活発に活動しており，西脇議長のもとに地質調査所海外地質調査協力室が事務局を担当し，国内では地質調査所，気象庁，東京大学，石油開発公団および石油資源開発（株）からメンバーが参加している。国外では，ソ連・韓国・フィリッピン・タイ・マレイシアおよびインドネシアの国立関係機関，シンガポールに事務所をおく東南アジア石油探鉱協会（SEAPEX），バンコクに駐在する国連エスキャプ・アジア沿海鉱物資源共同探査調整委員会（CCOP）事務局および米国地質調査所からメンバーが登録されている。北西クォドラント地域の各国にはそれぞれの代表者（National Correspondent）が置かれている。北西クォドラント・パネルの編集事業は東アジアの政府間協力機関である CCOP の活動に含められているので，CCOP 加盟国の政府機関における作業はこの意味でオーソライズされている。

北西クォドラント・パネルでは，1974年4月よりたびたび日本パネルメンバーの会合を開き，具体的な作業方針の検討と作業結果の評価などを行なつている。また，年1回 CCOP 年次会合の機会を利用してパネルの総会を開催することとなつており，1975年8月に東京で第1回パネル会合を開催した。この会合で，西脇パネル議長は地図作成のために地域内の国際協力が重要であることを強調した。地質図の凡例について活発な討議が行なわれ，国際協力による作業計画が承認された。また，他の国際的研究計画，特に国際ジェオダイナミクス計画（ICG）の Working Group 1（西太平洋）および CCOP-IOC の東アジアの地質構造と資源とに関する IDOE プロジェクト（SEATAR）との密接な連絡とデータの交換とが報告された。

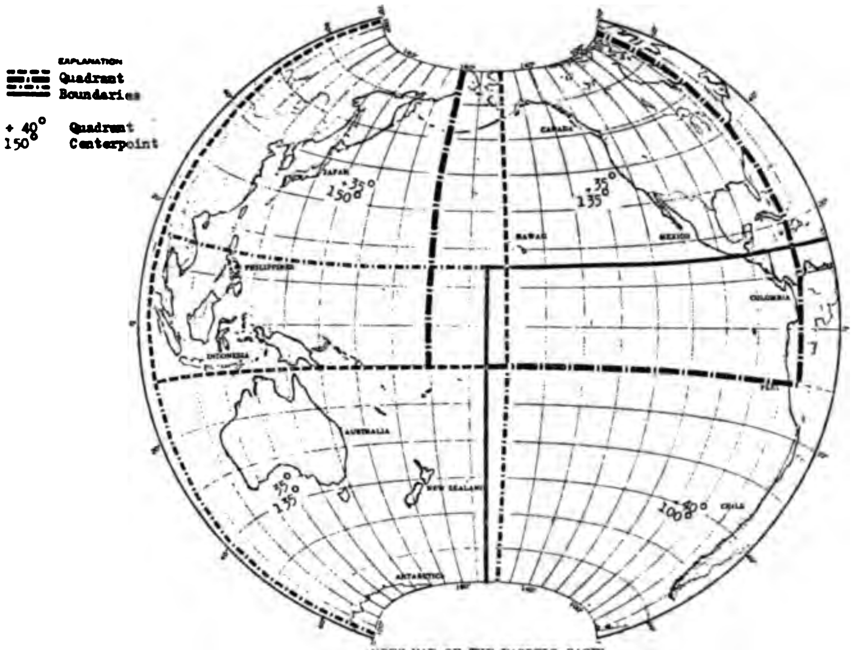
II. 編集図の要目と編集作業の目標

環太平洋マップ・プロジェクトとして3つのシリーズ，すなわち，Pacific Quadrant Maps（太平洋クォドラント・マップ，1千万分の1），Pacific-Antarctic Maps（太平洋—南極マップ，1千万分の1）および Pacific Basin Maps（太平洋ベーズンマップ，2千万分の1）である。これらの地図の投影はランベルト等積法を用いるが，各地図の投影の中心点は第1表に示す通りである。また，第1図および第2図にそれらの地図の範囲を示す。

太平洋クォドラント・マップは5種類の地図，すなわち，Geographic Maps（地形図），Geologic Maps（地質図），Tectonic Maps（地質構造図），Minerals Maps（鉱物資源図），Energy

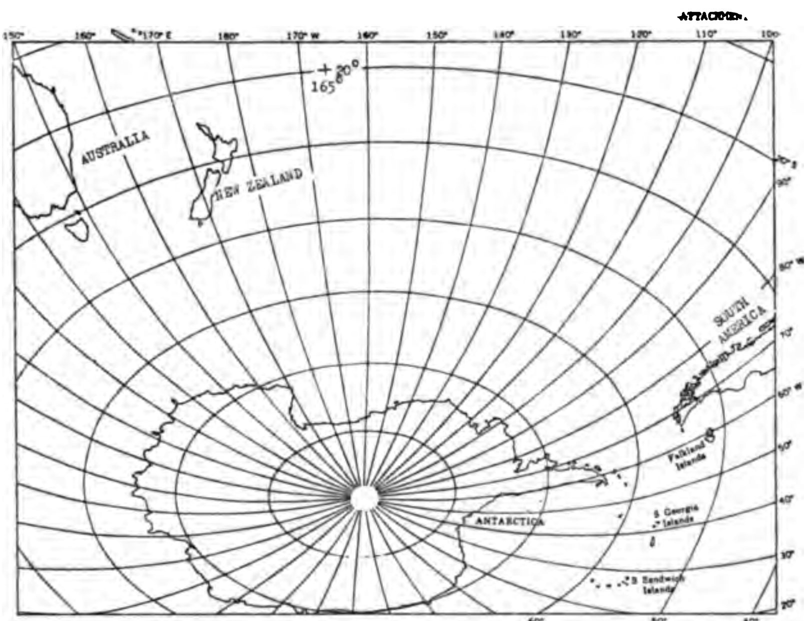
第1表 環太平洋マップの投影の中心点

Map	Scale	Center Point	
Northwest Quadrant	1 : 10,000,000	35°N	150°E
Northeast 〃	〃	35°N	135°W
Southwest 〃	〃	35°S	135°E
Southeast 〃	〃	40°S	100°W
Antarctic region	〃	20°S	165°W
Pacific Basin	1 : 20,000,000	160°W	Equator



INDEX MAP OF THE PACIFIC BASIN

第1図　太平洋・クォドラント・マップの範囲



INDEX MAP OF THE ANTARCTIC REGION

第2図　太平洋―南極マップの範囲

Maps (エネルギー資源図) からなる。太平洋一南極マップについても5種類の地図を編集する計画である。太平洋ベーズンマップを編集する主要な目的は上記の諸地図に表わされた主要な地形的地質学的特徴を綜合的に表現することである。Geographic Maps およびその他の各種地図のベースとなる等高線，等水深線および陸域の水系を示す図面は既に米国地質調査所によつて作成され，自動的に描画できるように磁気テープに収録され，またマイラーコピーが作業用原図として関係者に配布された。米国地質調査所は，少くとも，北西クォドラントの Geographic Map，すなわち地名を記入した地形図を1976年8月にシドニーで開催される万国地質学会の際に展示する予定であるが，出版の予定は確定していない。

その他の各種地図の仕様・凡例は米国内の関係者により原案が作成され，1974年8月第1回環太平洋エネルギー鉱物資源会議の際に開かれた環太平洋マップ・プロジェクト会合，および1975年5月に開かれた第1回パネル議長会合において，関係各国から出席したこのプロジェクトの参加者により討議され，第1回パネル議長会議において，Geologic Map および Tectonic Map の基本的な凡例が決定された。この会議において，マップ・プロジェクトは資源図に重点を置くよう方向ずけられ，Geologic Map や Tectonic Map は資源図のベースとして作成することで意見が一致した。Minerals Map や Energy Map の凡例は1976年5月の第2回パネル議長会議で決定される予定である。北西クォドラント・パネルでは，西脇議長はじめ関係者がこれらの会合に出席するとともに，原案にそつて日本および周辺地域の各種実験図を作成してこれらの会合に展示し，また凡例についていくつかの提案を行なつた。

実験図の作成や凡例の検討は北東，南東および太平洋一南極パネルでも行なわれてきたが，南西パネル，すなわち，オーストラリア，ニュージーランドおよび南西太平洋地域では，1976年に開催される万国地質学会の準備のため，中心となつて活動すべき人々がマップ・プロジェクトのために時間をさく余裕がなく，パネルの組織と作業とがおくれている。

環太平洋マップ・プロジェクトとしては，1978年8月に開催される第2回環太平洋エネルギー鉱物資源会議までにすべての原稿図を完成させる予定である。そのために，Geologic Maps を 1976年に，Tectonic Maps を 1977年に，Minerals Maps および Energy Maps を 1978年に完成させることにしている。したがつて，国際協力を重視するけれども，当分の間協力を得られない地域については利用可能な資料を使つて空白を埋める方針であり，たとえば，北西パネルでは中国の領域は米国のパネルメンバーが担当し，インドシナ地域は日本のパネルメンバーが担当することになつている。

これらの諸地図の出版については，現在のところはつきりした見通しがたつていないが，最も有力な資金源は米国地質調査所または米国科学財団 (National Science Foundation) である。Tectonic Maps および資源図には多くの項目がもりこまれる予定で，それぞれ1枚の図におさめることは不可能であり，地図のシリーズの枚数はまだ決定されていない。したがつて，現段階で出版のための資金計画をたてることが困難であり，これが資金計画が未定である1つの理由で，出版について悲観的な見通しを関係者がもつているわけではない。しかし，このプロジェクトの総議長は，国際協力の観点から，各クォドラント内の代表的な関係機関がそれぞれの関係する地図の出版をひきうけることを歓迎する意向である。

III. Geologic Map

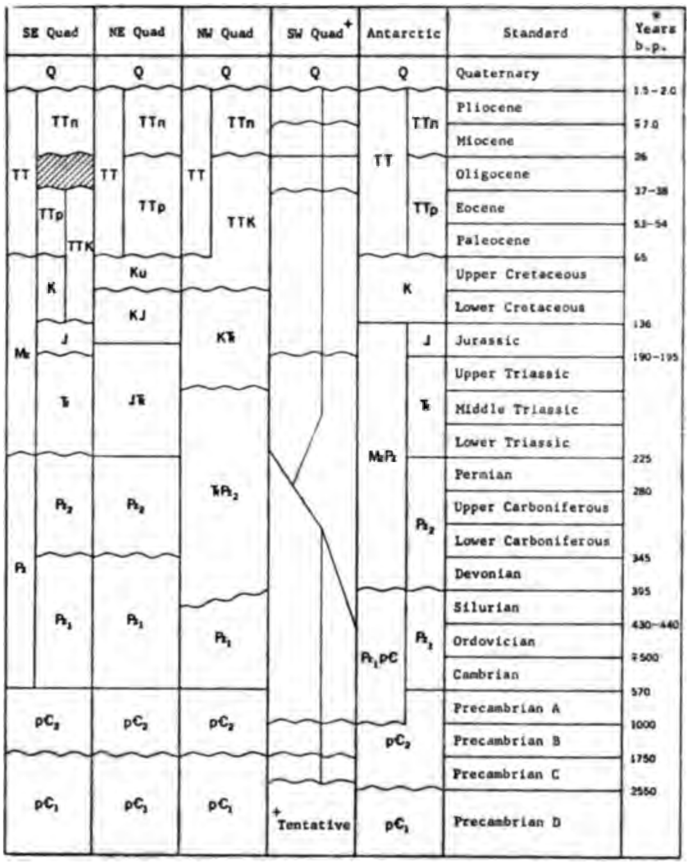
Geologic Map は次のような基本方針にもとずいて作成される。

(1) 資源図のバックグラウンドとして必要な地質ユニットのみを表現すること。

(2) クォドラント間の地質層序的類似性を強調し，特にエネルギーおよび鉱物資源の分布に関係する顕著な不整合を強調すること。

(3) 必要に応じてクォドラント毎に地質ユニットの境界を変更するが，対比できるユニットの色を同じに定め，おのおのの図の凡例でユニットの定義を示すこと。

(4) 解釈を最少にとどめ，できるだけ客観的に編集すること。



第3図　Geologic Map に用いる地質区分とそのクォドラント間の対比

l 回パネル議長会合で決定された地質ユニッ
付比図を第3図に示してある。南西クォドラ
つユニットは暫定的なものである。クォドラ
勺で地域によってこのユニットを変更する場
関係者とパネル議長が協議して決定するよ
まかせられている。このような時代区分は，
. DOUTCH (オーストラリア鉱物資源局) に
是案された世界地質図委員会南・東アジア小
会の地域地質構造図の凡例と同じ基本的概念
とずくものであり，実際に西脇パネル議長の
が採択されたものである。

ologic Map の内容は次の通りである。

縮尺は1千万分の1で，陸域の等高線を削
と Geographic Map をベースとして用いる。

第3図に示す時代区分を用い，岩相は地紋により区別する。陸域できめられた地質ユニットは，海溝や大陸隆起のような明瞭な大陸地塊の境界まで延長する。地質ユニットの境界は細い黒線で，断層はタイプを区別せずに太い黒線で示す。主要な背斜軸や第四紀の火山の中心などは Tectonic Map で示される。

深海底の地質は表層堆積物によって示され，原則としてスクリップス海洋研究所によって編集された底質図* を利用するが，各パネルで最新の情報によって海底の特徴，とくに大陸周縁に隣接す

* FRAZER, J. Z. *et al.* (1972) : Surface sediments and topography of the North Pacific, *IMR Technical Report Series* TR-27, Geological Data Center, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California, 10 charts.

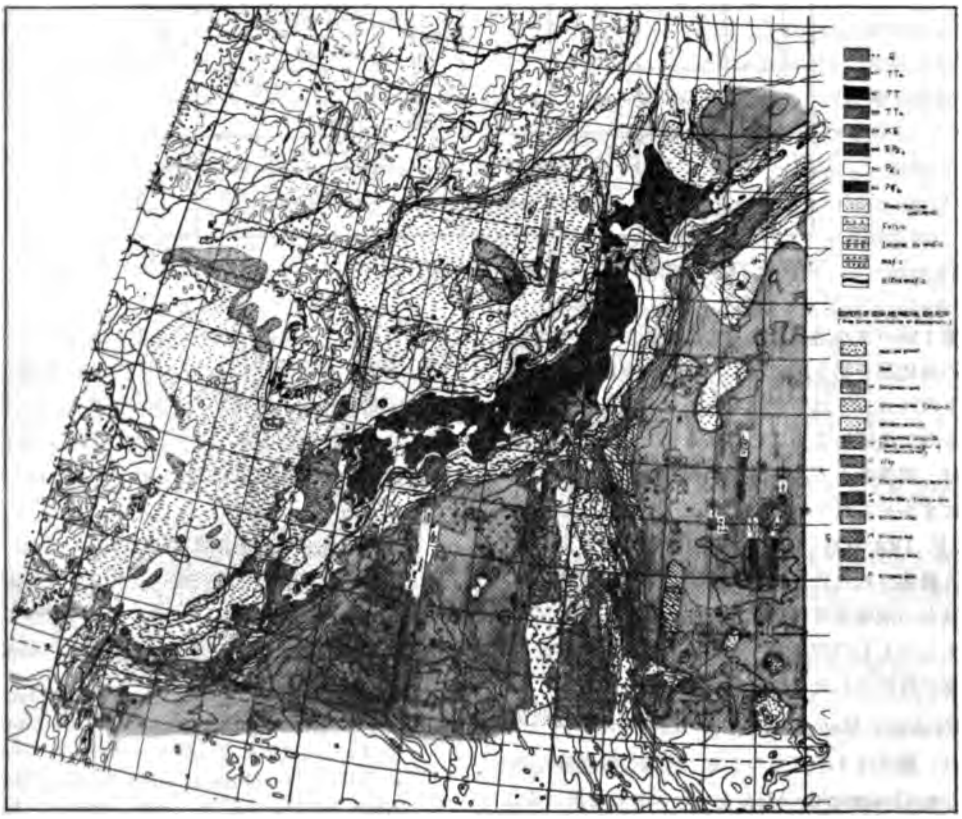
るくさび状砕屑岩層，海盆あるいは扇状地などをつけ加えることが望ましいとされている。海底試錐のデータは掘削地点のすぐ下に柱状図で示し，すべての深海掘削（DSDP）の結果および各パネルで選定した適当な試錐の結果とを示すものとする。適当なドレッジ試料のデータも色付きの記号で示すものとする。

島嶼および海山の地質は調査資料がある場合のみを示し，時代を色で，岩相および化学成分を地紋または註記により表わす。

深海底の破砕帯や断層は，海底地形，震源分布あるいは海底の地質により決定できる場合にかぎり，磁気縞模様のずれのみにもとずいて推定されるものは採用しない。

オフィオライトは海洋地殻に関係する岩石集合体として活発な議論の対象となつたが，環太平洋マップ・プロジェクトではオフィオライトはマップのユニットとしては用いないこととなつた。結論として，超苦鉄質岩は Geologic Map では超苦鉄質迸入岩（ultramafic intrusives）と海洋地殻に由来する火成岩（oceanic igneous rocks）とを含むが，Tectonic Map では両者をできるかぎり区別することになつた。

北西クォドラント・パネルでは，1974年に広川治（当時地質調査所，現国際協力事業団）が日本および周辺地域の実験図を作成し，凡例決定のための資料となつた。最終的な凡例による日本および周辺海域の地質図は，1975年に，猪木幸男および吉田　尚（地質調査所）によつて作成された（第4図）。パネル全域の編集は沢村孝之助（地質調査所）にひきつがれ，沢村はインドシナ地域の地質図を作成し，協力国からの原稿図の到着をまつている。1976年4月末現在，全ソ同盟地質研究所および韓国地質鉱物研究所より関係地域の地質図



第4図　Geologic Map の日本およびその周辺海域の部分（猪木幸男および吉田　尚編集）

とほか，マレイシア地質調査所より原稿
したとの報告を受取つた。中国の地質図
質調査所の M. J. TERMAN が完成し
斜面および大陸隆起を含む海域の地質図
は盛谷智之（地質調査所）が検討中であ

深海底の地質図，すなわち，表層堆積図
ドラントを通じて統一的に表現する必要
で，スクリップス海洋研究所のセディメ
ータ・バンクの協力により，マップ情報
コンピュータによる全太平洋ベーズンの
なつている。

IV. Tectonic Map

ic Map は表現可能な地殻の構造要素を
関係する岩石の時代を示すことによつ
図の基礎となる情報を提供するものであ

ic Map の内容は下記の通りである。
スおよびベースは Geologic Map と同

構造の特徴
――既知の場合は変位の型を示す。規
さで示すことが検討されたが，過去の
ば，客観的に区別することは困難であ

軸――記号によつて孤立した広いゆる
，鋭い急な褶曲および多くの褶曲が集
る地域を区別する。
およひ頁岩のディアピール。
映像から選ばれた主要なリニアメン
して米国の関係者が準備する。
成岩
成岩体――Geologic Map と同様に，迸
を色で，化学組成―岩相型による分類を
ト。できるかぎり海洋地殻に由来する火
フィオライト）を区別することが望まし
編集作業は IGCP の環太平洋プルトニ
ロジェクトおよびオフィオライト・プロ
の作業と密接に関係している。
山岩――Geologic Map と同様に，噴出
色で，化学組成による分類を地紋で示
は通常の区分の方法で，例えば，1―第
四紀，2―新第三紀，3―古第三紀―白亜紀のように示す。世界地質図委員会（CGMW）のワールドアトラスのために作成された HEEZEN の図*のように深海底の基盤の時代を表現することが提案されている。

(4) 変成岩

Geologic Map と同様に，変成の時代を色で，変成の性質を地紋で示す。

(5) 堆積岩

(a) 変形していないかわずかに変形した堆積岩が厚さ 1 km をこえるところでは，アイソパックで厚さを示す。コンターの間隔は，陸成および陸成の堆積盆地の海底への延長では 2 km（すなわち，1，3，5 km 等），海域で地震探査結果にもとずく場合は 1/2 秒（またはそれ以上）とする。小さな堆積盆地は最深点を，単位の最大層厚で示す。アイソパックのコンターまたは数字の色で基盤の時代を示し，もし基盤がいくつかの複合体であれば先新生代（pre-Cenozoic）のような表現を用いる。

(b) 岩相的または地質構造的に重要な境界（例えば，古生代の地層を不整合に覆う中生代の地層群の基底）によつて示されるある特定の層準。これは経済的に重要な岩石の系列の境界を示す。

(c) はなはだしく変形した堆積岩（メランジュを含む）を変形の時代を色で，褶曲の方向を地紋で示す。

(d) 上記の堆積岩に関する表現法の内容は日本パネルメンバーにより数回にわたり討議された。(a) で要求している定量的な表現を可能にするほどの十分な情報があるか，ある地域では炭化水素の探鉱資料が蓄積されているが，これらの資料の利用を企業または関係国政府が承諾するであろうか，また，堆積盆地の基盤は異なつた時代の岩石の複合体である場合があり，その時代は未詳の場合が多いであろうという疑問が提出された。しかし，炭化水素資源および地球物理学関係のメンバーからなる小グループにより検討した結果，上記

* Bruce C. Heezen が編集した太平洋の海洋プレートおよび島嶼海山の時代，震源分布，火山分布および堆積物の層厚を示した図．未公刊．

(a)—(c)の内容を承認して作業を進めることとなつた。

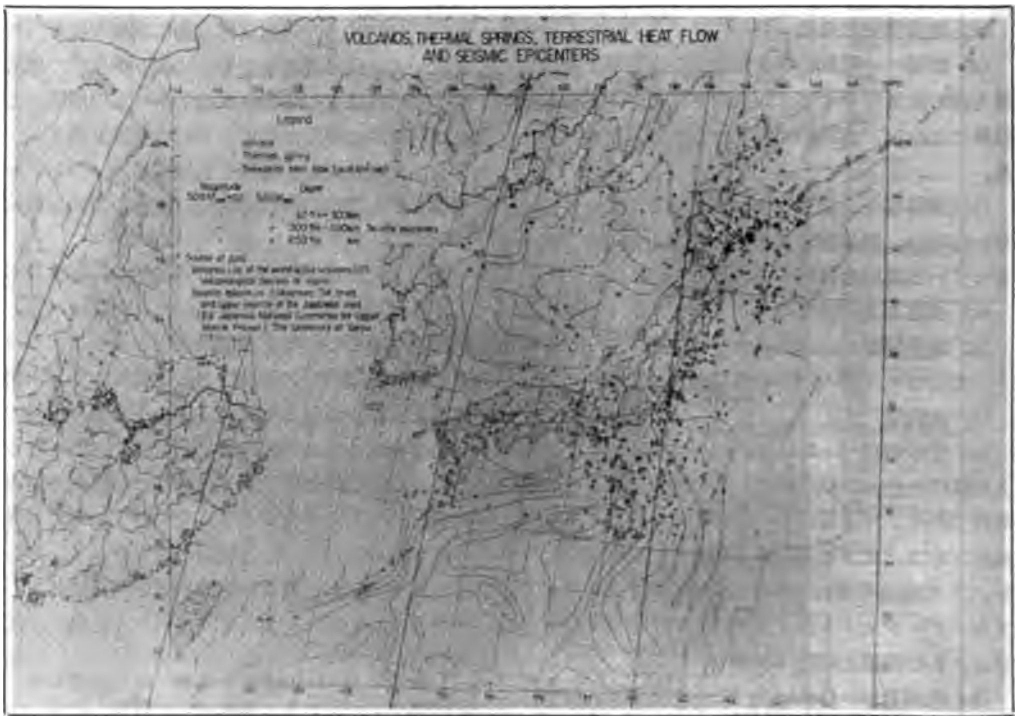
以上のほかに，いくつかの地球物理学的パラメータが地質構造の解釈上重要と考えられるので，次のいくつかの要素を別々に編集し，地図としての表現の方法を検討することとなつている。日本パネルメンバーの会合では，これらのパラメータはきわめて重要であつて，少くとも下記の項目についてはオーバーレイまたは独立の図面によつてTectonic Map のシリーズにくみこむべきであることが強調された。しかし，米国の関係者の間では印刷経費の観点から多数の図面を必要とする計画には抵抗があるようである。

(1) 地震の震源——米国の関係者によつていくつかの実験図がつくられ，また日本パネルメンバーも日本および周辺地域の実験図を作成して，検討を行なつた。最終的に，1964年から1974年までのマグニチュード5から7.5までの地震の深さを色および記号で区別してプロットし，1897年から1975年までのマグニチュード7.5以上の地震の震源を小円で表示し，マグニチュードおよび深さを註記することになり，マップ情報委員会で図面を作成中である。

適当な発震機構のデータも図示することが提案されている。西太平洋地域では D. DENHAM(オーストラリア鉱物資源局) が ICG のプロジェクトとして編集し，コンピュータ化した。このプリントアウトが上田誠也(東大地震研究所)に送付されてきたので，このデータの利用を安中　正 (気象庁) を中心として検討中である。

(2) 磁気異常——正異常を示す線で磁気縞模様を表現し，深海域では磁気平坦帯の範囲を示す。北西クォドラントの磁気異常図は伊勢崎修弘 (神戸大学) が担当している。上田誠也および安井正は古地磁気測定の結果を磁気図に含めることを提案し，データの蒐集および表現の方法について検討している。

(3) 重力——米国の関係者が NASA の衛星観



第5図　日本およびその周辺の熱に関するデータを表現した実験図 (地殻熱流量は安井　正，温泉は角　清愛による．活火山および既出版資料により松田武雄が作成した．)

測による資料を利用することを提案しているので，日本パネルメンバーは米国での編集の結果をまつて検討する予定である。

(4) 熱流量——上田誠也は A. M. JESSOP(カナダエネルギー鉱山資源省) ら* が世界中の測定をまとめ，世界データセンター A (WDC-A) に登録したことを指摘した。上田誠也は，現在の測点密度では，コンターで表現するよりスポットデータとして表現することが望ましいと考えているが，日本およびその周辺海域のように多数の測定がある地域ではコンターマップの意味があると考えられ，1974年にいくつかの実験図を作成した段階で，安井　正は最新の資料を加えて熱流量のコンターを引いた（第5図）。

(5) 絶対年代——野沢　保および柴田　賢（地質調査所）は，日本の花崗岩および変成岩に関する膨大な測定を整理して，1千万分の1の絶対年代データ図を作成した。また，上田誠也の要請により小嶋　稔（東大理学部）らは西太平洋地域の海山および島嶼の絶対年代の測定値のリストを作つた。これらの資料は第2回パネル議長会議での討論のために準備された。

V. 資源図

Minerals Map および Energy Map の内容は検討中で，その凡例はまだ確定していない。縮尺およびベースは Geologic Map と同じで，両資源図のバックグラウンドとして Geologic Map および Tectonic Map の内容から適当な要素が採用される。

Minerals Map については世界地質図委員会の鉱床生成図のコオーディネータでもある P. W. GUILD（米国地質調査所）が鉱床の位置，鉱種，タイプおよび規模を表現するための凡例を提案し，鉱床に関する資料をコンピュータ化し自動的に図化するよう準備している。わが国では，大町北一郎，山田敬一および嶋崎吉彦（地質調査所）が実験図を作成して検討している。また，国連アジア太平洋社会経済委員会（ESCAP）のプロジェクトとして A. G. OITTEKIND（フランス産業研究省）が東アジア諸国の鉱物インベントリイを行なつた資料を H. Wittekind（西独連邦地球科学天然資源研究所）がマップ・プロジェクトのために整理した。

Energy Map では，液体および固体の炭化水素，石炭，地熱およびウランならびにトリウムの鉱床，および堆積盆地のデータを図示する予定で，凡例が検討されているが，1976年5月に開かれる第2回パネル議長会議で原案がかたまることが期待されている。油ガス田に関するデータのコンピュータ化については，オクラホマ大学のデータバンクを利用することが考慮されている。日本では，石和田靖章（石油開発公団石油開発技術センター）および池辺　穣（石油資源開発）が実験図の作成を行なつており，堆積盆地の境界線の磁気テープへの入力や自動図化のテストも行なつている。　(1976年5月28日受理)

* JESSOP, A. M., M. A. HOBART and J. G. SCLATER (1975) : World heat flow data compilation-1975, Geothermal Series No. 5, Eartn Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Ontario. このデータの磁気テープは世界データセンターAで頒布している。また，熱流量の分布図もこのセンターで出版した。

地学雑誌 85, 5 (1976)

第10回 IGU 地形分類調査図化委員会(オランダ)報告

大矢 雅彦

Report of the 10 th Meeting of the IGU Commission on Geomorphological Survey and Mapping held in the Netherlands

Masahiko OYA

I. はしがき

1968年11～12月にニューデリーで開催された第21回国際地理学会議において，国際地理学連合応用地形委員会は終了した。しかし，同委員会の地形分類図分科会はかなりの成果をあげていたので，この分科会が発展して地形分類調査図化委員会となり，チェッコスロヴァキヤのデメック博士が長となり，活動を開始した。

以後第1回ブルノ (1968)，第2回パリ (1969)，第3回トパトリ (1970)，第4回パドヴァ (1970)，第5回ブタペスト (1971) を経て第6回は第22回国際地理学会がカナダで開催された時 (1972)，西部大平原の景勝地サイプラス・ヒルで開かれた。上記の期間の活動について筆者はすでにその概要を報告した。

1975年9月オランダにおいて第10回委員会が開催され，筆者はこれに出席した。今回はまず第7回～第9回の委員会について簡単にふれ，ついで第10回の委員会の内容を述べ，最後に今後の計画を紹介したいと思う。

II. 1973～1975年の活動

第7回会議は1973年10月にデメック博士の居住地ブルノで開催された。出席者は委員長のデメック博士，幹事長のフェルスタッペン教授（オランダ）等14名であった。

この会では1/250万ヨーロッパ国際地形分類図，中縮尺地形分類図の分類基準等の討議が行なわれた。これ等の地形分類図は地質構造，第四紀地質，土じょう等を綜合的に含むものであり，各国分類基準を統一し，国境を越えてヨーロッパ全域の地形分類図を作成しようとするものである。そして，この図の目的はただ自然科学だけでなく，学校教育や地域開発保全計画等実際的応用的な面も含んでいるのである。

第8回委員会はレニングラード，モスコー及びコーカサスにおいて18名の会員の出席で開催された。この時は国際地理学連合会長のドレッシュ教授やソ連のゲラシモフ教授も出席した。デメック博士が欠席のため，フェルスタッペン教授が司会した。

この会では中縮尺地形分類図の分類基準の決定及び1/250万ヨーロッパ国際地形分類図の推進が討議された。後者についてフェルスタッペン教授から，1972年のカナダの会において既に最初の地形分類図としてワルソー図幅が完成しているにもかかわらず，ソ連がベースマップの使用を許可しないため，未だ印刷刊行されないでいるが，このようなことは会の今後の運営発展に支障をきたすので至急善処してほしいとの要望がなされた。これに対しソ連のパッシェニナ教授からこの点をソ連地理学国内委員会が考慮してくれれば1974年末までにベースマップは使用可能となるであろうし，更に1976年モスコーでの会議の時には印刷したものが提出できるようになるであろうと答えた。

この会において1/250万地形分類図のサンプルとしてドミトラスコ教授からコーカサス，ソコロフスキー教授からウクライナ，パッシェニナ教授からウラル，西シベリヤ及びカスピ海を，ショルツ博士からは1/50万地形分類図が提出された。

巡検はエルブールス山地域で，エルブールス

山，スケルダ河谷[13]，テルスコル氷河の研究を中心に行なわれた。

第9回は1974年ニュージーランドで国際地理学連合地域会議が開催される際開かれるはずであつたが，大部分の委員がヨーロッパ在住であり，ニュージーランドは遠すぎ，また討議事項もヨーロッパが中心であるため，これを変更して1975年2月ブルノで開催された。

この時は12名の会員が出席，1/250万ヨーロッパ国際地形分類図及び地形分類図便覧のロシヤ語訳，ドイツ語訳についての討議がなされた。英語版については第23回国際地理学会議の際印刷されたものが提出できる見込であるとの報告があつた。また，ユネスコのランゲ博士から，ヨーロッパ国際地形分類図の印刷が既にユネスコの計画の中に組み入れられてあるので，早くベースマップ使用の問題を解決して印刷できるようにしてほしいとの要望があつた。なお，この会でナイジェリヤのオフオマタ教授がヌサカ付近の地形分類図を発表したが，この地域での最初の地形分類として評価された。巡検はボヘミヤ高地とカルパチヤ山脈の境付近すなわち，若い造山運動の地域と古い地域との境界で行なわれた。

III. 第10回委員会

1975年9月22日～27日にかけて，オランダのドイツ国境に近い町エンスケデの国際空中写真地理調査所（I. T. C.）において，フェルスタッペン教授が世話役で第10回の委員会が開催された。出席会員は次の16名であつた。

デメック博士，ゲレール教授(東ドイツ)，カステイグリオニ教授(イタリー)，エンブレトン博士(イギリス)，フォーゲルベルグ博士（フィンランド），レーゼル博士(スイス)，マクドナルド氏(ニュージーランド)，パニザ教授（イタリー），ピオトロフスキー博士(ソ連)，ショルツ博士（東ドイツ），シモノフ教授（ソ連），ソコロフスキー教授（ソ連），スズプリスズンスキー博士（ポーランド）及び筆者。

このほか小池一之教授はじめ諸外国から13名が客員として参加した。このうち，オランダからの参加者が一番多かつた。

主たる討議事項及び行事は次の8項目であつた。

(1) 1972年のカナダの会より今回の会に至る期間委員会の行なつてきた仕事についてデメック博士より報告があつた。

(2) 1/250万ヨーロッパ国際地形分類図はその一部（シートNo.10）の基図が1975年暮までに各国へ送られ，ポーランド（ガロン教授），東ドイツ(ゲレール博士)，西ドイツ(レーゼル博士)，オランダ，ベルギー，ルクセンブルグ（フェルスタッペン教授），フランス（ジョリー教授），イギリス（エムブレトン博士），ハンガリー（ペッチ教授），オーストリヤ（フィンク教授），スイス（レーゼル博士），ユーゴースラヴィヤガムス教授)），イタリー（セスティニ教授，カスティグリオニ教授），スペイン（セエラ・コンゴ教授，ガラール教授，カルペ・ポルタ教授，ソレ・サバリス教授）がそれぞれ作成することになつた。なお，海底については，ソ連のレオンテフ教授があたることとなつた。これ等各国の専門家の作成した各国の地形分類図を調整（とくに国境付近）してヨーロッパ国際地形分類図を作成，1976年夏の第23回国際地理学会議へ提出される予定である。その他のシートについても基図ができ次第着手される予定となつている。

しかし，国際間のこととて，仕事の推進には色々の問題がつきまとつている。たとえば，この委員会の規則では山地については起伏量で分類することになつているのに，ソ連のバッシェニナ教授が高度だけで分けてしまつたり，ウラル山脈は高度は高いけれども起伏が少ないがこのような地域的特色をどう表現するかなど多くの問題がおこつてきている。言葉の達者なデメック博士が調整にあたるわけであるが，国際間の仕事のむずかしさを感んじさせる。

(3) ロシヤ語及びドイツ語の地形分類便覧はすでにプラハで印刷中であり，第23回国際地理学会議へ提出される予定である。

(4) 中縮尺地形分類図の手引書については1974年はブルノ，1975年はプセティンで開催された。この本には，中縮尺地形分類の一般的原理と手順（ゲレール），地形分類の方法と手順（バッシェニナ），中縮尺地形分類図の植生景観及び資源利用

への応用（フェルスタッペン），地形誌（クーグレル）等が含まれる予定である。

(5) 地形分類に関する研究発表

9月23及び25日の両日地形分類に関する次のような研究発表が行なわれた。

ケート博士：オランダの大縮尺及び小縮尺地形分類図について

1974年印刷の1/60万オランダ地形分類図（多色刷）が配布され，その説明が行なわれた。この図はオランダ，ナショナル・アトラスの一部をなすものである。

この地形分類は形態分類と共に成因分類を併用している。第1分類は高度による分類であつて，－2m 以下，－2m～200m 及び 200m 以上の3段階に分類してある。－2m以下があるのはいかにもオランダ的である。第2分類は次のように起伏量及び傾斜によつて分類してある（第1表）。

第1表　起伏量及び傾斜による分類

起伏量 m	傾　斜
115	>8°
30	>8°
30	1°～8°
5	>8°
5	1°～8°
	<1

この形態分類のそれぞれについて成因分類がなされているが，エスカー，アイス・プッシュト・リッジなど氷河性地形，泥炭地，泥炭採掘によつてできた平地等の分布がめだつ。この地形分類図を見るとオランダ西部は海成堆積面が卓越する地域で東部は北部が氷堆石地域中部がアイス・プッシュト・リッジ地域，南部がライン川及びマース川の河成堆積地域である。

バームガール・コタルバ博士：1/30万ポーランド地形分類図

クーグレル博士：新東ドイツ　ナショナルアトラスの為の地形分類図

ピオトロフスキー教授：組織地形

フェルスタッペン教授：I. T. C. における地形調査

メイヤルリンク博士：空中写真判読

フォン・ザイダム博士[47]：地形学におけるレーダーの利用

ドンカー博士：空中写真における電子計算機の利用

(6) 巡検

エンスケデ周辺のトウェント地域で行なわれた。このコースは平常 I. T. C. が学生の一般巡検として行なつている同一のコースであるため，多くの断面図を記入した良い案内書ができている。

ヴュルム氷期の時の砂の堆積，オルデンザールにおけるアイス・プッシュト・リッジ，ディンケル川における自然堤防，砂丘，トウエント地域の典型的農家，ブレックレンカンプの古城，レンガ工場，氷河水成堆積物，泥炭等が主な見学事項であつた。

砂丘の露頭断面で詳細な説明がなされたが，堆積速度が日本のものに比べて非常に遅いのが印象的であつた。また，自然堤防も日本のものに比べればはるかに小規模であつた。レンガ工場では粘土の発掘を行なつていたが，この粘土中に礫が散在しており，その中にスエーデンから来た石すなわち，迷い子石を発見することができた。

(7) 1976年の委員会

1976年7月に第11回委員会が23回国際地理学会議の一環として開かれる予定である。組織委員長のソコロフスキー教授によれば，期間は7月18～24日で，19，20日が会議，21，22，23の3日間がカネフ，ポルタバ付近の巡検である。この巡検はウクライナの地形の特色がわかるように計画してあり，カネフでは氷河性地盤運動，ポルタヴァでは油田探査への地形利用が中心である。

(8) 1976～1980年の計画

デメック博士はこの間の委員会の活動計画に関し，次のような提案をなし，会員の了承をえた。

a. 1/250万ヨーロッパ国際地形分類図を全域完成する。

b. 英文による『ヨーロッパの地形』と題する地形分類図の説明書を完成する。

c. 中縮尺地形分類図の便覧をドイツ語，ロシヤ語で出版する。

d. 1/250万地形分類図をアジア，北アメリカで試作する。

e. 1976〜80年にかけて第2表のように5回の委員会を開催する。

第2表 委員会開催国

年度	開催予定国	組織責任者
1976	ソ 連(キエフ)	ソコロフスキー
1977	スイス	レーゼル
1978	フィンランド	フォーゲルベルグ
1979	イタリー(シシリー)	カスティグリオニ
1980	日本	大矢雅彦

むすび

このようにIGU地形分類調査図化委員会はデメック博士の適切な指導調整のもと，活発に作業をすすめ，本年の国際地理学会にはヨーロッパ国際地形分類図第1号が提出され，また1980年までにはヨーロッパ全域が刊行されることになつている。そして，次の舞台は北米及びアジアとなつており，筆者は1980年までにアジアの一域地において，サンプルを出版したいと考えている。

(1976年5月4日受理)

書評と紹介

Franz FLIRI: Das Klima der Alpen im Raume von Tirol [A. Leidlmair u. F. Huter (herausg.): Monographie zur Landeskunde Tirols. Folge I]. 454 S., 190 Tab., 97 Karte. Universitätsvelag Wagner, Innsbruck-München, 1975.

山地の気候についての研究報告は決して少なくはない。しかし，広大な大山地地域全般の気候特性を，しかもメソ・スケールで明らかにしようとする気候誌の例は極めて稀れである。その稀れな1つとして挙げることのできるのが本書であろう。著者は Innsbruck 大学にあつて，すでに労作 Wetterlagenkunde von Tirol (1962) をはじめ，多くの業績をあげ，アルプスの気候，更にはアルプスの地理についての代表的研究者の1人であることは周知の事実である。著者の御好意によつて，筆者は幸いにも本書をいちはやく一読することができた。ここに同教授の御好意に謝しつつ，今後学界での多くの注目を集めるであろう本書の大要を紹介する。

本書の本文は10章（ここでは仮に章という表示を用いる：筆者注）からなる。第1章はこの地域の気候学研究史の説述である。ここでは，1）不完全ながら観測網らしきものが設定される1860年まで，2）1860年から第1次大戦まで，3）第1次大戦後から第2次大戦末まで，4）第2次大戦後，現在まで，の4つの時期に分けて，それぞれの時期における研究の動向，研究された問題，得られた主要な成果などが詳述されている。広大な山地全般にわたつて観測網が密に整備され，以前から実に多くの研究が蓄積されていることは，本地域の大きな特色である。したがつて，この地域に関する気候研究史は，単に，西ヨーロッパ・地中海斜面という2つの対照的気候地域のいわば境界地域に相当し，しかもその内部に顕著な地域的対照性・局地性をも包蔵する，このアルプス中央部という1つの特定の山地地域の気候に関する研究史というにとどまらない。もつと大きく，世界の山地気候に関する研究史の1つとして，本章を読むことができる，と筆者は考える。それだけに，これは気候研究史への貴重な貢献資料提供とみることができよう。

第2章は，第3章以下の論述のいわば前提としての，対象地域についての基礎的事項の説述である。著者はまず対象地域の地形的特色，特に高度・起状・傾斜についての3次元的な論述，地表特性，なかんずく森林の分布が山地気候に与える影響に関連させて，斜面・谷底等にみられる広汎な森林の減少が，山地気候に及ぼす影響の指摘を行なう。次いで，この地域内の観測網の整備の推移と現状，諸観測点の所在にかかわる局地的個性に言及する。著者は，“気候学は本質的には平均値気象学であり，それ故に，気候値は平均値を求めることによつて得られる”(p. 45) として，次章以下の論述の基盤をなす観測資料（本書では原則として，1931～1960年の期間についての資料：筆者注）の処理方針，およびそれによつて得られた成果の図化の方針等を述べる。これらは著者の立場を明示するためではあろうが，このような説述にある程度の紙面を割いているのは，本書を利用するであろう広汎な読者層を考慮に加えた結果でもあろうか。

第3章以下第8章までにおいては，各気候要素別の論述が，多くの図や表を用いて，すすめられている。この部分はいわば本書の中心部ではあるが，内容が多岐にわたり，微細きわめるその内容を詳細に紹介するための紙面の余裕がないので，心ならずもその大要を述べるにとどめたい。

まず第3章では雲量，日照，放射気候が扱われる。日照率，日照時間，雲量等の年変化にみられる地域的差異の指摘，Wetterlage と雲量との関連の地域的特性，地面放射，全放射の地点別の比較，などが論述の中心となつている。本書の特色の1つは分布図の多いことであるが，60万分の1の基図に描かれた（本文に拠る：筆者注）各種分布図は150分万の1に縮小され，提示されている。この図示の方針は第4章以下でも一貫に採用される。

第4章では風についての論述が行なわれている。まず高層風に関する複合気候学的説述，高度に伴なう風のうつりかわり，山頂観測所にみる風

の年変化の特性の指摘，次いで地表風の分布にみる季節的変化，Wetterlage と地表風との関連，特定の地点での風の日変化についての考察，およびこの地域の風系に関する大きな特性の1つである偏南・偏北フューンの発現，吹走の地域的特性，随伴現象の詳細等について論述されている。気温を扱った第5章では，分布，週期的変化，日々変化，Wetterlage との関連等に関する種々の考察が，地点間の比較，南北断面，あるいは分布図について進められている。次いで第6章では湿度のほか，体感温度に関連する諸要素についても，地点の比較，あるいは Wetterlage との関連を通して，論述されている。

次の，降水を扱った，第7章には特に多くの紙面が割かれている。まず降水量分布が分布図，南北断面図を通し，あるいは Wetterlage と関連させて，論ぜられる。次いで降水頻度，降水強度等の地域的特性に論及し，つづいて降水量年変化，設定された降水量年変化型の分布，さらには季節別最多，最少降水量に関する発現確率の地域性の論述に及び，最後は雷雨の発現の空間的，時間的分布にまで言及する。次いで第8章では積雪が扱われる。ここでは積雪量別発現頻度が特定の地点の比較，南北断面，水平分布等を通じて明示される。次いで積雪期間，積雪量年変化，最深積雪量分布などについても論述されている。

第9章は，この地域における気候地域の設定と，分布地域の概説にあてられる。ここではまず気温の仕分けからはじまる。著者は，植生の分布，水収支等と特に深い関係があるものとして，7月の平均日最高気温をとり上げ，これを以下の3つの限界値に基づいて，4つの階層に分ける。すなわち25°C（該等温線は積雪期間2か月という等期間線をよくひき写すほかに，年平均気温10°C の等温線とさしてへだてない，として），13.5°C（該等温線は森林分布の上限あるいは，積雪期間半年の分布地域の下限をほぼ表現するほかに，年平均気温2°C の等温線とほぼ一致する，として），5°C（該等温線はほぼ雪線と一致する，として）がそれぞれ，気温の仕分けの指標値とされる。

次に降水量に基づく地域区分の試みがなされる。地域区分の指標値としては年平均降水量 75 cm，100cm，150cm がそれぞれ選ばれ，これによつて，極めて乾燥，やや乾燥，やや湿潤，極めて湿潤，に地域区分される。これらの基準値は，農業的土地利用における用水の過，不足の度合を表現すると著者は指摘する。次は年降水量の変動率による地域区分である。著者はここでは，変動率の小さい北部地域と，それよりもっと大きな変動率を有する南部地域とが，18%の等値線によつて識別できるとしている。最後は降水量の年変化にもとづく地域区分であるが，ここでは大陸性夏雨地域（北部），海洋性春雨および秋雨地域（南部）が設定される。著者はこれら4通りの地域区分を累積させて，南北約300km，東西約250km に亙つて拡がる対象地域での気候地域の設定を試みる。同時に著者は，例えば植生分布との関連における気候地域の設定等にあたつては，別な指標，基準値を採る必要性についても付言する。

本文最後の第10章はこの地域の気候史，すなわち気候変化，気候変動等の論述にあてられている。ここでは，1）氷期の気候変化，2）後氷期以降，測器観測時代以前，の期間の気候変化，変動，3）測器観測時代の始まりから現在に至る期間の気候変動，の3つに分けて論述される。古気候の復元，気候変動，特に気温・降水量の変動はもとより，いわゆる間接気候学的考察，およびこの地域では特に細密に観測されている氷河の伸張，収縮ならびにそれらと気候推移とのあいだにみられる複雑な関連，などが，これまでの莫大な研究成果の上に立つて，周到に論述されている。第1章とともに，本章はそれだけ独立にとり出してみても，その内容には興味がもてる。

第11章以下はいわば付表である。第11章は参考文献目録集，最後の第12章は本文中に収録済みの気候表に後続する各種気候表と，地域・地点別の気候要素索引とからなる。

本書の内容はおよそ以上のとおりである。本書の特色は，世界の代表的高山地域の1つであり，巨視的にみれば2つの気候地域の境界地域にあたるアルプスのその中央に位置する Tirol 地域について，1,000 を越える多数の観測所について得られた資料を駆使して，地域の平均値気候学的特性を徹底的に追求したことにあると云えよう。そ

の方法は飽くまでオーソドックスであり，著者はこれによつてこの地域内の気候の地域的特性を，地形，起伏，標高，傾斜その他種々の気候因子との関連において明快に指摘している。著者の行なつた気候地域区分の試みも，大山地地域の気候地域区分としては，そのとり上げる地域スケールが細密であるという点からも，注目に値するであろう。

本書は最近創刊された叢書 Monographie zur Landeskunde Tirols の第1冊として刊行された。この叢書の目標は，編者の序言によれば，アルプス主稜の南北両斜にまたがつて，長い歴史のあいだに発達してきた Tirol 地域全域を包括的に扱つた地誌研究モノグラフに置かれている。それにふさわしい内容のものとして，第1番に刊行されたという本書は，すでに前に紹介したように，通常の気候誌で扱われる以上のものをも含み，内容も豊かである。

編者や著者の序文には，この大著が刊行されるまでの経緯の一端が述べられている。また脱稿から刊行までに，足かけ5年の歳月が経過したやにみえる。とまれ，このような内容の豊かな大著が学界に送られた意義を高く評価したい。

(矢沢大二)

アマチュアの手になる化石図説2種

1. 堀治三郎著：神戸層群産植物化石——後期中新世神戸植物群の研究——昭和51年．日本地学研究会館発行．B5版293頁．定価6,000円．

本書は，1植物化石愛好家の努力によつて完成した見事な地方化石図説である。一般に，化石の同定にあたつて欠くことのできない要素といえば，適切なるダイアグノンスと，形質をよく表現した図や写真，の2つを挙げるのが常道である。しかし，それらにもまして重要な点は，ある地域の産出化石を問題にとりあげたとき，世界の代表属種をそろえて載せた Treatise タイプの書物や，日本全体を平均的ないしは綜括的に眺めた標準化石図説類では，教育的効果は別として，実際の鑑定には到底満足しきれない，ということであろう。いかに詳しく，学術的に立派な内容を収めたものであつても，具体的な地域性をもつ化石群に関しては，それらはいささか適用し難い面が多いことはいうまでもない。

専門的立場からみれば，日本の第三紀化石植物相は，これまでにもよく研究され，写真や図を伴つた論文が多数出版されている。もちろん，これらの著作は学術論文として扱われるわけであるが，とはいうものの一般にも購入や閲覧の道は開かれているので，アマチュアにとつて決して門戸を閉ざしているわけではない。しかしながら，その内容は当然，素人はもちろんのこと理科教育一般にたずさわる教師などの立場からすれば，著作の大半は余りにも専門に過ぎて難解であり，現実に知りたいと願う検索などに関しては，ほとんど配慮されていないのが常である。筋からすれば，むしろそのような便利さを学術専門論文に期待するとそれ自体に問題があるといつて誤まりではないだろう。

とするならば，いつたい何に頼つたらよいのだろうか，という質問がこれまでにもずい分多くのアマチュアから寄せられ，結局のところ適切なものが見当らない現状を共々に歎き，ひきくらべて外国での優れた事例を羨むことで終わつてしまうケースが少なからずあつた。その道の専門家の手で，懇切な図説が作られるならばそれ以上のことはないのであるが，残念ながら，わが国ではそのような例はきわめて少ない。日本の学者はとりわけ研究・教育に忙しく，そのような著作に手を染める余裕がほとんどないのである。これは，決して皮肉な表現でなく，現実の事態なのであつて，アマチュアのもつ興味の広さ，多様性に比して，学者一人一人の専門があまりにも分化し，深化しているための，一種のパララックスに起因するものであると思う。

したがつて，この視差を可能な限りせばめ，アマチュアのスコープと専門家の正確さとを兼ね具えた図説を作る以外に，解決の方法はなさそうにみえるのである。そのためには，アマチュア自身がその仕事を進め，適切な研究者の正しい指導を得ることが，一番の近道であるに違いない。しかし，皮肉なことに，アマチュアがもしも独りで学術的な書物を書くことができたとすれば，それはとりも直さず彼がアマチュアでないことに等し

く，また仮りに独りでも書けると信じているアマチュアがいるならば，それは彼自身，アマチュアとしても正しい認識を欠いていることにもなろう。本当の意味でのアマチュアと研究者との共同・協力は，言うは易くても，多くの問題点や困難をはらんでいることもまた事実なのである。

ここに紹介する植物図説は，一人のサラリーマンの，30余年にわたる地道にして情熱あふれる採集活動によって得られた，4,000個におよぶ標本から，金沢大学の松尾博士らその道の権威の指導を得ながら，実に53科にわたる179種の化石を識別して，その美しい姿を図に示し写真に掲げた，まさに汗の結晶ともいうべき労作なのである。そのいきさつからしても，いま述べたばかりの性格を見えた理想の地方化石図説とよんで差支えない。ちなみに，新種の樹立は一つとしてなく，種名の判らぬものはそのままにおくなど，序文を寄せられたわが国の古植物学者故三木茂博士も，この書における鑑定の扱いがいかに良心的であるかをのべて推奨しておられる。

植物はいうまでもなく環境，とりわけ気候条件をもつても鋭敏に反映するものであるから，化石植物群集の解析は，古地理論，古気候論の重要なる柱となる。ことに，数少ない資料ではなく，数千のオーダーで集められた採集物のもつ統計的意義はきわめて大きい。事実，これらの豊富な資料から，著者は一応の古生態学的考察をめぐらし，中新世後期の古気候推定を試みている。もちろん，古気候学自体はグローバルなセンスをもたねばならず，地域性とともに広域的ないしは古海陸分布等大地形要素を加味したデータの綜合的解析が前提となるべきものである。したがつて，この図説で扱われたものから得られる結論は，あくまで局地気候もしくは地域特性としての植生条件を表わすもの，と理解されるべきものであろう。

いずれにしても，わが国ではおそらくこれまでに類のない出版物であり，その意義は教育上はもちろんのこと，学術資料としてもきわめて大きい。戦後の混乱と困難の中で，故大石三郎博士の「東亜古植物分類図説」(1950)，故三木茂博士の「メタセコイア」(1955) と，ユニークにして貴重な古植物関係図説を刊行され，学界に多大の貢献をしてこられた日本地学研究会館の益富寿之助博士が，ここに三たびその出版の労に当られたことは，まことに適切かつ当然と感じるとともに，さらに心よりの敬服の念を禁じ得ない。

2. 小泉　斉著：日本の古生代頭足類化石．鼎石文庫，昭和50年．A 5 版．149頁。定価1,500円

本書は，1古生代化石愛好家によつて書かれた，入門と手引きとを兼ねることを目的とした化石図説である。標題でわかるように，これは，仮空「日本古生代化石図説」のある一章を構成すべき内容をもつものである。わが国における古生代頭足類化石については，いくつかの報文はあるが，正直なところ産出の量も頻度もそれほど多くなく，保存状態にいたつては決して良い部類に入るものでない，と信じられてきた傾向が強い。それが，専門家をして研究の立ちおくれを招来せしめた一つの原因になつていると思われる。実際，モノグラフを書こうにも，資料の不足はいかんともし難い，と研究者は半ばあきらめの態であつたことは否定できない。

本著の特徴は，そうした資料不足の現実を自からの足で補うとともに，従来公表されてきた研究諸論文をくまなく漁り，その代表的な図や写真を網羅して再現したところにある。加えて，鑑定に必要な諸特徴を比較するために，外国産類似種の挿図を随所に対照させているのは便利である。A 5 版としたもの，フィールドの参照という事態を考えに入れた，いかにもアマチュアの実践的発想であるのがうれしい。産地図，産地解説，分類表，文献リスト等々にも，あくまでも化石好きなればこそ，と思わしめる細かい配慮がある。この不況の波の中，個人出版という重圧を払いのけながら，この書が完成をみたのは，一時的とはいえ職をなげうつまでに専念努力した著者の意気込みの賜物である。加えて，奇特なる1化石愛好家の甚大なる援助・協力が得られたことも特筆すべき点であろう。わが国の化石愛好家の温かい協力の精神と，プロをもしのぐ熱意とを余すところなく発揮したものとして，ここに惜しみない喝采をおくりたい。

内容的な面に一言ふれるならば，これほどいく

つもの古生代頭足類が日本にあつたのかと，これまでの自からの不明を悟つて思わず赤面するほどの豊富さである。シルル紀からペルム紀にわたる約40個所の産地から，実に75種におよぶ化石が知られており，それらが図版28葉に便利な形で図示されている。

著者自身が巻頭に述べているが，北京の中国科学院からシリーズで刊行されている，中国各門類化石中の一冊「中国的頭足類化石」を念頭において作り上げたものだという。しかしながら，いろいろの点で日本独自の実情を汲みとりつつ，しかもアマチュアとしての範囲を逸脱することなくまとめ上げている点が偉い。初心者のために，用いられた学名などの語源解説を付しているのも親切であり，また興味をひくための手段としても有効である。

種名のきまらぬ化石も多いが，これは，前述のようなわが国の古生物学界の事情を反映した，いわば専門家サイドの責任部分であり，その意味でも，今後の学術的研究に対するよい刺戟となることは疑いない。そして，もちろん著者の望んでいるように，アマチュアにとつて，親しみ易くて手頃な入門書兼手引書として，多くの人々に重宝されることは間違いない。古生代無脊椎動物化石に親しむ者にとつて，近来稀にみる座右の好著というにふさわしい。　　　　　　　　（浜田隆士）

三葉虫類に関する新刊書２種

1. A. Martinsson ed.: Evolution and morphology of the Trilobita, Trilobitoidea and Merostomata. Proceedings of the Oslo Meeting, 1973. Fossils and Strata, no.4, 1975. pp. 467, 78 pls. Universitetsforlaget, Oslo. ISSN 0300-9491, ISBN 82-00-04963-9. N. Kr. 240.

1973年にオスローで行なわれた「三葉虫類，三葉甲類ならびに退口類の進化と形態に関する第１回国際研究集会」における講演を収録した学術論文集である。この会合の概要については，すでに本誌第83巻４号，53～65頁に報告しておいた。

掲載誌である Fossils and Strata は，1972年に創刊されたばかりの，まだ若い古生物学関係専門誌であり，近年珍しくＡ４版を用いたモノグラフ向き性格の強いことが特徴であり，本号はその第４号にあたる。集会のコンピーナーは，オスロー古生物学博物館の D. L. Bruton であつたが，論文集の編者は，Fossils and Strata ならびに Lethaia という２大国際古生物学専門誌の編集長であり，かつまた IUGS の学術出版関係諮問委員会の長もつとめる，ウプサラ大学の A. Martinsson である。

論文集には，33名の第一線級研究者による三葉虫類，三葉甲類，退口類に関する30論文が収められている。なかでも，三葉虫類に関する論文がもつとも多いのは，やはり地史上の産出頻度にほぼ見合つた傾向といえる。いずれも高度の専門的内容をもつた研究発表であることはいうまでもないが，若手研究者の抬頭と，分類・記載以外の研究テーマが大勢を占めている点とが，とくに注目される。また，実際の集会には参加できなかつた，ソ連の M. K. Apollonov とチェコスロバキアの I. Chlupáč 両博士の論文も収載されていて，会の所期の目的が果されている。

限られた誌面にこれら各論文の詳細を紹介することはできないが，報告にも記したように，付属肢の研究，視覚器官のディテール，殻皮の微細構造など，機能形態学的な研究面での進展が著しく，また亜目や目レベルの高次分類にふれた論文もいくつか含まれている。時空分布に関しても重要な見解がのべられているが，アジア部分についての情報が欠けていることや，個体発生を扱つた論文がないなど，多少物足りない感じは拭いきれない。多形（または二型）についての研究も，同様に今回は発表がなかつた。しかしながら，総じて研究のレベルは高く，従来の背甲部のみにたよることの大きかつた分類学的解析手法をのりこえて，マクロにもミクロにも，三葉虫類研究の精度が高まり，とり出せる情報量が著しく増加していることがよくうかがえ，第１回の国際集会の成果にふさわしい刊行物となつた。古生物学専門家向。

なお，同じ Fossils and Strata 誌の第２号 (1973) は，J. Bergström によつて著わされた Organization, life and systematics of tri-

lobites という，新しい視点に立った三葉虫類の概説書に当てられており，旧来の三葉虫研究の慣習からぬけ出して，たとえば殻の巻きこみ（enrollment）などのメカニズムと形態に重点をおいて，より生物的に三葉虫をとらえるなど，最近の知識と考え方が69頁5図版にハンディにまとめられていて，一般古生物学レベルでの良き参考書となつていることを付記しておく。

1. **Riccardo LEV-SETTI： Trilobites —A photographic atlas—**. The University of Chicago Press. 1975. pp. 213（145図版および補遺13図版を含む）. B 4 変形版（26×26 cm）. ISBN 0-226-47448-8. US$27.50.

分類学の専門書をはなれて，なおかつ三葉虫がよく理解できる本は，これをおいて他にないといえる。自然の造形の美しさ，微妙さに一種の驚異さえ覚えるような見事な写真が紙面いっぱいに展開される。経験を重んじ，百聞一見に如かずというが，ことに三葉虫に関する限り，日本での実情をかえりみるに，立派な三葉虫化石標本を一見することさえ困難であることは，周知の通りである。まして，繊細な付属肢の様子や美しい複眼構造の細部が残されている標本など，そう簡単に見られるものではない。

合計 158 葉の写真図版の配列は，その前半に付属肢，視覚器官，まきこみ，生活史等をまとめ，後半に *Olenellid*, *Redlichida*, *Corynexochida*, *Illaenida*, *Phacopida*, *Odontopleurida*, *Lichida*, *Ptychopariida*, *Agnostida* の9目の代表的な種を掲げている。分類図鑑や学術誌のプレートとちがつて，1頁に多数の写真を詰め込む方式はとらず，また，撮影条件にしても，ホワイトニングを施したものは時に見受けられる程度とし，むしろ質感を忠実に表現することに主眼をおいているようである。三葉虫を死んだ化石標本というよりも，生々しいまでに生物感をもつた物体としてとらえることに徹し，したがつて抵抗のない自然感を出すのに成功している。技術的にも，別の面ではいろいろ工夫のあとがみられ，軟X線やキシレン浸液法などによる写真を駆使して，肉眼的観察からの情報をはるかに超えた三葉虫の世界をのぞかせてくれる素晴しい本である。

最近では，わが国からも三葉虫が多数報告されるようになり，つい一昔前までの日本での三葉虫稀産という認識は，いま音を立てて崩れつつある。とはいうものの，標本的価値の面では，まだまだ世界のレベルには程遠い。それだけに，三葉虫というものがいかにさまざまの形態をもち，どのように複雑な器官を具えていたか，などの知識を得るためにも，日本産以外の多くの三葉虫化石の姿に接することは，愉しくもあり，また教育的にも大切なことであると思う。

本書は，国際図書分類において，純学術書ではなく pictorial works の範疇に入れられていることからしても，その性格がよくうかがえよう。いわゆる図鑑の類でもなく，また単なる美術写真集でもなく，古生物学専攻者にはそれなりの専門的な情報を与えつつ，大学・高校の教員・学生はもちろんのこと，一般市井の化石を愛好する人々にとつても，実に愉しく有益な専門写真集である。

（浜田隆士）

協会記事

理事会（昭和51年９月６日）

Ⅰ．出席者：坪井会長，末野副会長，岩生・尾崎川上・西川各理事，山内・岡山監事

Ⅱ．議　事：

1．正会員入退会として次の申込を受理した。

入会：小川勇二郎，岩松　暉

退会：中尾清蔵（逝去）

2．東京地学協会賞の贈呈について。本年は該当者なしと云うことで見送ることとした。

3．評議員会の議題について，

次の項目を議題とすることに決定

（イ）正会員入退会の承認

（ロ）役員・評議員推薦委員の選出について

将来検討委員会（昭和51年９月10日）

Ⅰ．出席者：末野委員長，岩生，尾崎，神山，川上，斉藤，西川各委員

Ⅱ．議　事：

1．新築関係等について審議された，日本

地学史資料調査委員会（昭和51年９月18日）

Ⅰ．出席者：小林委員長，岡山，川上，石山，今井各委員

Ⅱ．議　事：

1．日本地学史文献集について審議された。

編集委員会（昭和51年９月21日）

Ⅰ．出席者：矢沢委員長，井上，川上，神戸，式，諏訪，前島，前田各委員

Ⅱ．議　事：

1．地学雑誌第85巻６号，第86巻１号の編集について審議した。

講演会（昭和51年９月25日）

地学会館において「海洋地質学の話題」講師奈須紀幸君の講演があつた。参加者29名

評議員会（昭和51年９月25日）

Ⅰ．出席者：有田忠雄・岩生周一・尾崎　博・川上喜代四・岸本　実・斎藤正次・式正英末野悌六・諏訪　彰・西沢章三郎・藤本治我・保柳睦羊・前島郁雄・矢沢大二・吉田新生以上15名・他に委任状19名。

Ⅱ．議　事：

1．正会員入退会について次の通り決定した。

入会者：小川勇二郎・岩松　暉

退会者：笠井恵祐，中尾清蔵（以上逝去による）

2．昭和51年（８月末迄）収支計算報告を尾崎理事より説明があり，これを承認された。

3．昭和52年度役員候補者推薦委員の選出について次の10名を選出した。なお連絡理事を川上理事に決定した。

現評議員：

有田忠雄，斉藤正次，諏訪　彰・西川治・町田　貞

一般会員：

片山信夫・浜田隆士・鳥居栄一・金沢茂夫・有井琢磨

補欠：浅野芳正，吉田栄夫

将来検討委員会（昭和51年10月１日）

Ⅰ．出席者：末野委員長，岩生・神山・川上・森本・保柳・矢沢各委員

Ⅱ．議　事：

1．神山委員から資料により詳細の説明があつた。

百周年記念事業準備委員会（第１回，昭和51年10月８日）

Ⅰ．出席者：保柳委員長，岩生，尾崎，川上，虎岩，諏訪，浜田各委員

Ⅱ．議　事：

1．百周年記念事業について各委員から提案があり，色々と話合われた。

編集委員会（昭和51年10月22日）

Ⅰ．出席者：矢沢委員長，安斉，川上，佐藤(久)，式，諏訪，高崎，前島各委員

Ⅱ．議　事：

1．地学雑誌第85巻６号以降の編集につい

て審議された。

百周年記念事業準備委員会（昭和51年10月29日）

I．出席者：保柳委員長，岩生，尾崎，川上，虎岩，西川，諏訪，浜田，矢沢各委員

II．議　事：

1．各委員で色々と話合がなされた。

理事会（昭和51年11月8日）

I．出席者：坪井会長，末野，保柳副会長，岩生，尾崎，川上各理事，岡山監事

II．議　事：

1．百周年記念事業準備委員会保柳委員長より審議経過報告があつた。

2．昭和51年度の予算の一部変更について尾崎理事から説明があり，これを承認した。

3．地学雑誌掲載の広告料金について審議された。

4．「新生代軟体動物化石チェックリスト」の委託頒布することを承認された。

地学雑誌 第815号　昭和51年10月20日印刷
昭和51年10月25日発行

編集兼発行者　矢沢　大二

印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3-12-15

発行所　社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号 102
電話 東京(261)0809番
振替口座 東京66278番

東京地学協会取扱い出版物　（▲印新刊）

1/5万 地質図説明書付き（除△印）

各460円　〒400円

上松、今治西部、伊予三崎、岩館、渡島小島、飫肥、蟹田、串本、小清水、小泊、垂水、妻籠、都井岬、西方、八丈島、春立、東茂住、幌加内、本岐、神子元島、三日市、焼尻島、湯本、吉野山

各600円　〒400円

赤穂、阿寒湖、秋葉山、足尾、厚田、阿仁合、網走、虻田、荒島岳

飯田、伊万里、岩内、羽前金山、宇部、宇部東部、内の浦、襟裳岬、遠別、大江山、大垣、大迫、大畑、近江長浜、大村、奥津、鬼鹿、尾花沢、小浜、雄冬、渡島大島、海南、蠣ノ浦、加子母、金木、加治木、鹿屋、釜石、上里、上猿払、唐津、冠島

霧島山、北見、鞍岡、甲府、小口瀬戸、国分、国領、昆布森、佐用、猿留、塩尻、志布志、城端、周匝、須坂、諏訪、川内、鷹巣、田沢湖、但馬竹田、達布、田並、太良鉱山、丹後由良、近川、智頭、月形、土淵、都農

当別、動木、苫前、富高、富山、那智、男体山、仁位、西徳富、沼田、根雨、鰐崎、羽島、初浦、羽幌、浜益、美幌、燧岳、肥前高島付野母崎、日奈久、日向青島、平戸、弘前、肥前江ノ島、深浦、船津、幌泉

母衣月、三島、三田井、三厩、森吉山、門別、焼石岳、米子、呼子、陸中野田、留萌、涌谷、若柳

各890円　〒450円

大屋市場、草津、五所川原、田老、津山東部、徳舜瞥、人首、妹背牛、△横田、▲脇野沢

850円　〒400円　山形市北部地質図

各1,390円　〒450円

磯浜、岩沼、魚津、臼杵、川尻、金華山、熊石、久遠、五城目、竹貫、那珂湊、野尻、陸奥川内、米内沢、彦根東部

各1,510円　〒450円

羽後和田、大樹、飛騨古川、館

各2,390円　〒450円

蓼科山、浜松

1/50万地質図　〒300

東京	890
八丈島	500
奄美大島	500
金沢	1,280
岡山	1,280
▲福岡	1,950

各　〒450円

芦辺・勝本・郷ノ浦	〃	600円
大槌・霞露岳	〃	600円
大間・佐井	1組	600円
阿田和・新宮	1組	890円
伊予高山・八幡浜	〃	890円
掛塚・見付	〃	890円

東京地学協会取扱い出版物

地質調査所報告

号	各 〒 500円	定価 円
156	地震探鉱反射法の研究	300
160	兵庫県西播地域工業水源地域調査報告	470
161	山形市付近の天然ガス地化学調査報告	500
162	秋田県小坂鉱山の母岩の変質	450
164	火薬爆発によって生ずる雑振動および反射波の実験的研究	450
165	北海道のチタン資源	550
168	宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書	450
176	北海道のクロウム鉱床	400
182	地震探鉱における群設置法と多孔爆発法の研究	370
184	弾性波パルスの伝播に関する研究	400
185	上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地	460
186	八幡油田鹹水の地球化学	620
188	地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について	400
189	青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について	350
190	日本におけるウランの産状 I	1,300
191	琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究	1,000
193	北海道庶路地域の炭田ガスについて	470
194	天草下島教良木層産冶新世有孔虫類	470
197	北海道中軸帯白堊系の堆積について	800
200	本邦クロム鉱床の成因的研究	580
220	北海道の鉄資源	550
221	北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床	470
226	イラン国北西部のアングラン鉱山	430
235	北西九州古第三紀砂岩中のジルコン—ざくろ石—電気石比がもつ地質学的意義	500
248	西南日本内帯の“夜久野複合岩体”中の変はんれい岩とその関連岩類	700
254	爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究	950
特別号	(C) ゲルマニウム資源について	330
特別号	(5) 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造	1,050
	日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950)	200 〒350

第11回太平洋学術会議組織委員会編集
Japan Guide Book for the Congress Tours
頒布価格1部 700円 〒 350

地質調査所月報 毎月発行，1カ年（昭，51年）15,510円
地学雑誌 隔月発行，1カ年 8,100円
備考 ご注文はすべて前金，正会員は定価の1割引。

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 85, No. 6 (816), 1976

目　　次

論説・報告

成瀬敏郎：インド・パンジャーブ平原と北部タール砂漠の地形学的研究……………………（ 1 ）

桜井　操・永野真男：九州西方の海底地形・地質構造………………………………………（ 19 ）

短報・資料

鈴木秀夫：日本列島と朝鮮半島の相互雨陰作用……………………………………………（ 32 ）

川上喜代四：マラッカ・シンガポール海峡の共同水路測量（続）…………………………（ 38 ）

日本地学史資料調査委員会：日本地学史文献集　付　海外関係文献………………………（ 44 ）

書評と紹介

五百沢智也：ヒマラヤ・トレッキング（矢沢大二）…………………………………………（ 70 ）

協会記事：…………………………………………………………………………………………（ 70 ）

口　　絵：インド，タール砂漠の砂丘（成瀬敏郎）

CONTENTS

A Geomorphological Study of the Punjab Plains and the Northern Part of the Thar Desert in India……………………Toshiro NARUSE (1)

Submarine Topography and Geological Structure West of Kyusyu, Japan……………………Misao SAKURAI and Manao NAGANO (19)

Mutual Rain Shadow Effect between Japanese Islands and Korean Peninsula……………………Hideo SUZUKI (32)

Joint Hydrographic Surveys in the Straits of Malacca and Singapore (Continued)……………………Kiyoshi KAWAKAMI (38)

Bibliography of History of Japanese Earth Sciences………Compiled by Committee for History of Japanese Earth Science, Tokyo Geographical Society (44)

Book Reviews and Society's News

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

東京地学協会取扱い出版物　（▲印新刊）

$\frac{1}{20万}$ 地質図　各 〒 300円

石巻	440	松山	620
大分	440	宮津	620
男鹿島	440	稚内	620
唐津	440	岩内	870
高知	440	天塩	870
野辺地	440	広尾	870
羽幌	440	尻屋崎	870
輪島	440	鳥取	1,140
青森	620	北見	1,140
網走	620	剣山	1,140
伊良湖岬	620	斜里	1,140
酒田	620	留萠	1,140
新庄	620	帯広	1,310
標津	620	知床岬	1,310
苫小牧	620	釧路	1,310
根室	1,140	▲静岡および御前崎	1,870
深浦	620		

各 〒 400円

1/200万	日本地質図	1,560
1/200万	日本温泉分布図	1,280
1/200万	日本変成相図	700
1/200万	日本の火山	1,490
1/200万	日本炭田図	890
1/200万	日本鉱床生成図 (14)	720
1/200万	日本鉱床生成図 (15)	940
1/ 20万	中部地方領家帯	2,100
1/ 50万	後期新生代地質構造図東京	1,280
1/ 50万	地質構造図秋田	1,090
1/2万5千	佐世保北部	1,090
1/2万5千	生駒山地西麓部	830
1/2万5千	鬼首	830
1/ 10万	石狩沖積低地	1,240
1/ 50万	第四紀地殻変動図近畿	1,580
1/ 20万	海洋地質図 I　飯島周辺海域海底地質図	1,850
	日本温泉-鉱泉一覧	930
1/ 20万	海洋地質図　II，対馬五島海域表層地質図	1,350
1/ 200万	地質編集図　No. 16-1 絶対年代図	650
1/ 10万	東京湾周辺地域の地質	2,500
1/ 500万	An Outline of the Geology of Japan	1,030
1/ 5万	阿寺断層周辺地域の地質構造図	2,520

北海道金属・非金属鉱床総覧　I	610
北海道金属・非金属鉱床総覧　II	590
北海道金属・非金属鉱床総覧　III	560
北海道金属・非金属鉱床総覧　IV	1,490

$\frac{1}{7万5千}$ 地質図　説明書付き　各 〒 400円

鬼首	620	徳島	620
高松	620	勿来	620

各 〒 450円

日本油田ガス田図（I）	青山奥	820
日本油田ガス田図（II）	横浜	820
日本油田ガス田図（III）	横須賀	820
日本油田ガス田図（VII）	魚沼	3,410 〒750
日本油田ガス田図（VIII）	本宿	1,510
日本油田ガス田図（IX）	七谷	820
日本油田ガス田図（X）	茂原	2,140
日本油田ガス田図（XI）	佐渡	1,510
日本水理地質図（IV）	山梨県釜無川および笛吹川流域	650
日本水理地質図（V）	香東川・土器川・財田川流域	650
日本水理地質図（VI）	愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域	650
日本水理地質図（VII）	千葉西部	650
日本水理地質図（VIII）	奈良県大和川流域	650
日本水理地質図（X）	関東平野北西部	650
日本水理地質図（XI）	長野県松本盆地	650
日本水理地質図（XII）	兵庫県南西部	840
日本水理地質図（XIII）	佐賀・福岡県筑後川中流域	840
日本水理地質図（XV）	都城盆地	840
日本水理地質図（XVI）	仙台湾臨海地域	840
日本水理地質図（XVII）	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	840
日本水理地質図（XVIII）	福岡・大分山国川および駅館川流域	840
日本水理地質図（XIX）	熊本県白川および黒川流域	840
日本水理地質図（XX）	鳥取県日野川流域	840
日本水理地質図（XXI）	福岡県矢部川中流域	840
日本水理地質図（XXII）	山梨・長野県釜無川上流域	1,110
日本水理地質図（XXIII）	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,390
日本水理地質図（XXIV）	長野県千曲川中流域	1,390
日本水理地質図（XXV）	島原半島	1,630
空中磁気図（I）	酒田-村上-弥彦-糸魚川海域	1,030 〒 450
空中磁気図（II）	稚内-利尻-遠別-留萠-札幌海域	1,030 〒 450
空中磁気図（VIII. IX. X）	厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域	1,030 〒 450
空中磁気図（XI. XII）	輪島-福井-陸奥-尻屋崎-八戸-宮古-気仙沼-花巻海域	1,280 〒450

地質図幅目録図（昭，51年版）	620 〒 200



写真 1　インド，タール砂漠（Rajasthan 州 Jodhpur 県）
植生に被覆された固定砂丘群と集落の点在する沖積低地．沖積低地の耕地化に伴って砂の再移動が始まり，固定砂丘上に砂丘が這上りつつある．



写真 2　インド，タール砂漠（Haryana 州 Hissar 県）
砂漠に建設中の灌漑用水路（1972年12月）

インド，タール砂漠の砂丘

インド北東部からパキスタンにかけて，年降水量 500mm 以下の地域にタール砂漠が発達している．砂砂漠が広い面積を占め，その砂は北のパンジャーブ平原，東のアラバリ山地，南のカッチ湿原から供給され，タールはちょうど堆積盆地底にあたる。周辺からの砂の供給の有無と気候は密接な関係にあり，従って砂漠砂丘の形成は気候変化と関連させて考ることができる。

砂漠周辺部の年降水量250～500mm の地域には巨大な固定砂丘が分布する。写真１は，ラジャスタン州ジョードプルの固定砂丘分布地域の典型的な景観である．植生被覆のみられる固定砂丘の比高は約25m，砂は3.2 Mdφ と細粒で砂丘砂層は $CaCO_3$ の含有率が高く，固結度も高い．砂丘表面には $CaCO_3$ の団塊片が散在している．

小集落 *dhani* の立地する沖積低地には砂壌土が分布し，夏作バジュラ，冬作小麦を栽培する。地下水位は乾燥する冬季には深さ約60m にも低下する．このような低地における耕作や牧畜－特に山羊による－によって砂の再移動が引起され，集落の周辺にはバルハン砂丘が形成され，写真１のように固定砂丘上に匍上りつつある砂丘もみられる．

以前から，砂漠にヒマラヤの豊富な水をひくために大規模な灌漑用水路工事が進めれている，なかでも1927年のラジャスタン州ガンガナガルのガンガカナル建設が有名て，砂漠における「緑の革命」の進行地域として知れている．写真２は，ハリアナ州ヒサールの南にひろがる砂漠地域の灌漑用水路工事である．しかし砂漠の開発に伴う土壌の塩性化，飛砂の害など新たな問題の発生が危惧されている．

1973年１月撮影

（成瀬敏郎）

地学雑誌 85, 6 (1976)

インド・パンジャーブ平原と北部タール砂漠の地形学的研究

成　瀬　　敏　郎*

A Geomorphological Study of the Punjab Plains and the Northern Part of the Thar Desert in India

Toshiro NARUSE

Abstract

The author made a geographical field survey in Northwestern India as a member of the research team organized by the University of Hiroshima during the period from September 1972 to January 1973.

The purpose of this paper is to elucidate the geomorphic history, tectonic movement and the sequence of climatic changes in the Punjab Plains and the northern part of the Thar Desert.

The results obtained may be summarized as follows:

1) The three physiographic divisions of alluvial plains are based on the characteristics of the surface features: dissected piedmont plain, alluvial upland and alluvial lowland (Fig. 1). The alluvial lowland is divided into two geomorphic units: active flood plain and abandoned flood plain. Abandoned flood plain in developed parallel to the river courses and is three metres higher than the active flood plain. It is often inundated by high floods. The alluvial upland is bordered by steep scarps, with relative heights of 1.5–12 metres above abandoned flood plain. Radiocarbon date on fossil shells suggests that the dissection of the alluvial upland has taken place within at most the last 4,000 years.

2) The flat alluvial plains of the Punjab in India have been formed by the deposition of the Indo-Gangetic alluvium, of which maximum thickness amounts to 300 metres above the basal rocks of the Siwalik Systems. The alluvial complex of the Pleistocene and Holocene age consists of fine to coarse sand, silt and clay. The recognition of paleosols and calcium carbonate deposits (*kankar*) allows the classification of the alluvial complex into three formations, which are upper, middle and lower alluvium.

The rate of sedimentation of alluvial deposits are estimeted at 0.25–0.33 mm per year in Ludhiana district in the Punjab Malwa. The upper formation may be correlated with the Holocene based on this calculation (Table 1). The fossil shells mentioned above in the clay (UCL) of the upper formation constituting a top layer of alluvial upland give a radiocarbon date (GaK-5838) of 4,300±150 years B.P. Radiocarbon dating

* 広島大学文学部地理学教室　Department of Geography, Faculty of Literature, University of Hiroshima

appears to support this calculation.

3) Deformed alluvium shows the folded structure with the axis of NW-SE direction about 40 km in length parallel to the axis of folded structure of the Siwalik Hills in the Punjab Malwa and Bist *doab*. It seems that this tectonic movement has been continuous since the middle Pleistocene. It may be evidence for the tectonic movement that the distribution of saline soils and drainage patterns of Whitebein River coincide with the axis of cryptsyncline.

4) Riverine sand dunes are extensively distributed on the alluvial upland in the Punjab Malwa. These riverine sand dunes were formed along the channel scars of the Sutlej River. On the other hand, sand dunes develop very seldom in the Kurukshetra Plain. This may reflect the difference in geology of the drainage areas in the upper reaches of the Sutlej and the Yamuna River.

The distributional patterns of sand dunes and channel scars show the following: the Sutlej River has been shifting toward NW direction and Yamuna River shifting toward SE direction. As a result of the shifting of the river course of the Sutlej or the Yamuna, Kalibangan and the other settlements in the Indus Culture along the abandoned river course deserted about 3,700 years ago. These shiftings may be caused by the tectonic movement in the Punjab Malwa and the Kurukshetra Plain. The riverine sand dunes are divided into two systems: fixed sand dunes and active sand dunes. The active sand dunes have been formed on the fixed sand dunes by modern cultivation since the 19th Century. The buried animal bone which was exhumed from a buried trench cutting into the fixed sand dunes gives a radiocarbone date (N-2233) of 435 ± 115 years B.P. This fixed sand dune is overlain the active dund sand 3 metres thick.

It is easy to distinguish the riverine dune sand from desert dune sand. Mean diameter of riverine dune sand is ranging from 2.0 to 2.4, while desert dune sand ranging from 3.0 to 3.4.

5) The Thar Desert is divided into two areas by the isopleth of 200–250 mm of annual precipitation. Large scale active sand dunes are seen in the area with an annual rainfall less than 200–250 mm, human impact notwithstanding. In the area more than 200–250 mm, it is seen that, by human impact, active sand dunes of a small scale with shapes of barchan and transverse are in the process of formation around the settlement.

The fixed sand dune area of over 200–250 mm is distributed into the three systems of sand dune: active, fixed and fossil sand dunes.

The sequence of dune formation can be proposed as follows:

Fossil sand dunes were formed under the condition of cold-aridity during early Holocene. Paleosols on the fossil sand dune contain charcoal, animal bones, bricks and earthen wares. It may have been formed approximately between 9,000 and 3,500 years ago under the condition of wet climate. Thereafter, the climate became arid again, causing the formation of the huge sand dunes. This was followed by the less arid condition which brought about the development of paleosols on these dunes. Cultivation in more recent time has brought about the formation of active sand dunes.

I. 緒 言

本研究は，昭和47年9月から翌48年1月末にわたてインド北西部において実施された広島大学インド・パンジャーブ地域調査（隊長石田 寛）の一環として行つたものである。

インド北西部には，ヒマラヤ造山運動の最も新しい活動を物語るシワリク丘陵が，平原との比高200～400m，北西―南東方向に細長く連なり，その南には本調査地域である広大なパンジャーブ平原が広がる．インダス水系に属するパンジャーブ平原は，古来「五河の地」として知られた地域で，300mにも達する厚い沖積層が堆積する平原上は，19世紀まで開析山麓平野や沖積低地を除いては大部分が未耕の荒地であつた。今日，用水路灌漑や高収量品種など近代的諸投入財の導入により，「緑の革命」が進行中の地域としても知られている（応地，1975)。

パンジャーブ平原の南，年降水量400mm，マルトンヌの乾燥指数12の線以南はタール砂漠である。乾燥農業を主体とするタール砂漠のなかにあつて年降水量300～400mmの縁辺部地域，ルニ河流域のごとく塩分の少ない地下水賦存地域では動力式管井戸を主体とした灌漑がすすんでいる。なお砂漠中心部でもラジャスタン用水路にみるように大規模な灌漑工事が進行中である（口絵2参照)。

この様な用水路建設をはじめとする平原，砂漠の開発は，19世紀以来様々な問題を引起した。地下水位の急激な上昇，土壌の塩性化，砂丘間低地の土地条件の劣悪化，飛砂の害，土壌侵食など農地を壊滅させた例は枚挙にいとまがない。こうした事態に対処するため，自然環境の研究，殊に平野の微地形，土壌，砂丘形成営力などの基礎的な研究がすすめられている。

II. 問題の所在

パンジャーブ平原，タール砂漠において筆者はビストドアブ，パンジャーブマルワ，クルクシュトラ平野とそれにつづくタール砂漠の北部を調査した。この報告では，これらの地域を中心に次の2点に重点をおいて述べたい。

1．ヒマラヤの隆起が第四紀初頭になつて激しくなり，それに伴つてシワリク丘陵でも最終氷期以後，比高にして約80m隆起した事実(HAYASHI，1975）がある。一方これとは対照的に沈降をつづける前縁沈降部のうちでは，基盤まで最も浅いパンジャーブ平原において地殻運動が平原の地形にどのように反映されているのか。殊にそれが河道変化とどうかかわつているのか。河岸に立地したインダス文明期の都市が後の河道変化によつてその立地条件を根底から揺がされたといわれている（PITHAWALLA, 1952).

2．中緯度高圧帯にある乾燥地域で報告されている完新世の気候変化が本地域ではどのような形で認められるのか。

III. インド・パンジャーブ平原の地形と沖積層

1．パンジャーブ平原の地形

インダス河下流部のBahawalpurに求心的に集まるジェラム，チェナブ，ラビ，ビアス，サトレジ各河川の間に発達する河間平野 *doab* は，西からタル，チャジ，レチュナ，バリ，ビスト各ドアブと呼ばれる。サトレジ河とヤムナ河間の平野は，その中央を流れるガガル河をはさんで北西側がパンジャーブマルワ[1]，南東側がクルクシュトラ平野と呼ばれる。このうちインドパンジャーブとはバリドアブの北部，ビストドアブ，マルワ，クルクシュトラ平野を指している（Fig. 1)。

広大なパンジャーブ平原はその広大さにも拘らず，開析山麓平野，沖積台地，沖積低地といつた単調な3地形の組合せからなる。この単調な起伏を破るのは，Delhi からチャジドアブの Kirana 間の埋没隆起帯に沿う ophiolite の孤立丘陵と旧河道に沿つて発達する河畔砂丘群である。

平原はサトレジ河とインダス河の合流点を中心とした同心円状の等高線で描かれる。また平原の東西断面をとると沖積層下の基盤の深度に一致するように（ROY, 1963）西に低く東にむかうにつれて高度を増



Fig. 1 Geomorphological map of the Punjab Plains* and dune patterns in the Thar Desert.
* Geomorphological map in Pakistan Punjab Plains after GREENMAN, D. W. *et al* (1967). contour interval 50 feet. Datum is mean sea level.

し，ガンジス－インダス両水系の分水界のクルクシュトラ平野で最も高くなる。

開析山麓平野

シワリク，ソルト両丘陵の麓に形成され，幅30km，傾斜は1.5‰と沖積台地の0.45‰に比較して急である。開析山麓平野は合流扇状地状の等高線の配列を示し，雨季に流れる涸れ川 *cho* の発達が顕著であるため，*cho*-land とも呼ばれる。赤色土がのり，沖積台地面に連続する台地面と，これを数メートル刻み

込んで網状流河川の流れる氾濫原が発達する。涸れ川は山麓平野の末端で消滅する。堆積物は大河川沿いでは一般に砂礫質で粗粒であるが，大河川の堆積の及ばない地域，例えば Hoshiarpur では砂層を介在する厚さ10m 以上の粘土が堆積する。山麓平野末端部は塩性土の分布する湿地を形成している地域が広い。

沖積台地[2)] *bar*

沖積低地とは比高1.5～12m の崖で限られる。標高900 feet（274 m）から緩やかに南西側に低くなり，標高約400 feet（121 m）で砂漠に接する。

西端のタルドアブは縦列砂丘の発達が著しく，これらは更新生に形成された古砂丘とされている。(HIGGINS *et al.* 1973, 1974)。その形成期はタール砂漠の砂丘に比較してみるとかなり古いものであるらしい。マルワにも砂丘の発達が顕著である。

台地上は塩性土の分布する極く浅い谷とそれに連続する深く広い旧河道がみられ，雨季の自然排水路になるとともに灌漑排水路がここに設けられる場合が多い。沖積台地は従来古期沖積土 *bangar* の堆積する更新世中期に形成された台地と考えられてきた（WADIA. 1961, MUKERJI. 1963, HIGGINS *et al.* 1974)。しかし本調査地域では後述するように明らかに沖積台地最上部層は，完新世の堆積物である。従つて比高 1.5～12m の台地化は，完新世の出来事としてとらえられる。なお中部更新統は，前縁沈降部にあたるパンジャーブ平原では地表には露出しておらず，むしろ地下に埋没しているものと考えたほうが合理的である。

沖積低地

旧氾濫原 *bhet*

氾濫原と約 3 m 程度の比高があり，夏季に降水量が多いと洪水の被害を受ける。耕地，集落が分布し，19世紀までは主にイスラム教徒による溢流灌漑 *sailab* 小規模用水路灌漑 *abi*，井戸灌漑 *chai* など灌漑農業が営まれ，古くから開発されていた（応地，1975)。しかしサトレジ河とビアス河合流点付近のように塩性土の分布する荒蕪地も広く，遊水地の機能を果してきた。バリドアブには幅50km もの旧氾濫原が発達し，そこには旧河道も多くみられ，なかでも1786年までビアス河の本流であつた旧河道が長さ200km にもわたつて追跡できる。砂丘の発達も顕著である。

氾濫原

乾季には流量が極端に減少し，中州と沼沢地が広くなる。平均幅は約 20 km，局地的に河床を 20m も掘り込んでおり，沖積台地との間に最大30m の垂直崖が発達する。

2. インドパンジャーブ平原の地形と沖積層

(1) 地形の概要

インドパンジャーブの北部バリドアブ，ビストドアブ，マルワ，クルクシュトラ平野の地形は，Fig. 2 の等高線にも示すように，標高1,100 feet（335 m）から550 feet（167m）までの間に前述の 3 地形が発達する。なかでもマルワ，クルクシェトラ平野は沖積台地が広く，サトレジ，ヤムナ両河の平原への入口を頂点とする扇状地状の等高線が描かれる。それは，両平野とも台地化する以前には，サトレジ河がマルワを，ヤムナ河がクルクシェトラ平野を流れ，沖積していたことを示している。その証拠として，両平野とも夥しい旧河道と旧河道に沿つて発達する河畔砂丘が認められる。台地化は，後述するように上部粘土層 (UCL) の堆積後であり，完新世の出来事として理解される。

沖積低地は，サトレジ，ビアス両河川沿いに発達し，幅10～15 km，台地との比高はサトレジ河で 1.5～12m，乾季の河床との比高18m である。一般に上流側ほどその比高が大きくなることは，ヒマラヤ山地側の隆起を反映しているものとみてよい。

(2) 沖積層の区分

長さ2,500km，最大幅250km の規模をもつヒマラヤ前縁沈降部に形成されたガンジス平原，パンジャーブ平原には，シワリク層上にのる沖積層（陸成堆積物）が厚く堆積し，その層厚は最大 2,000 m にも達す

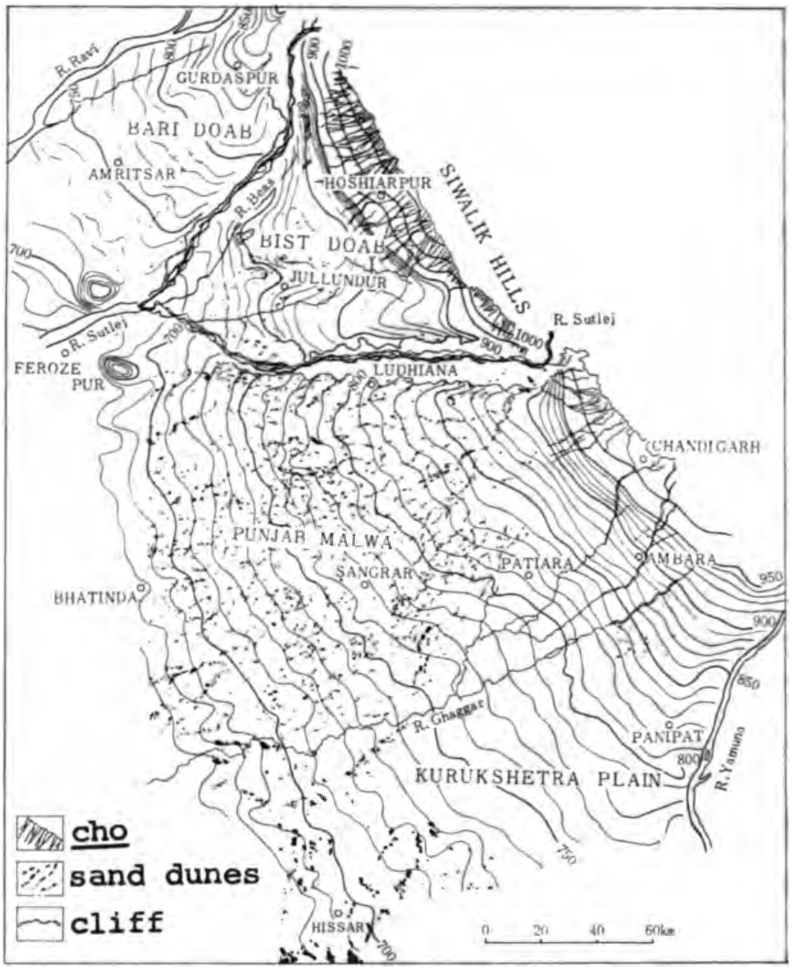


Fig. 2 Contour map of Punjab Plains in India. contour in feet.

る。その厚さの変化はプレカンブリアの基盤の地形とほぼ一致し，北部に厚く南部に薄い。沖積層の基盤となるニマドリ層は下位のムレー層と上に重なるシワリク層の二層からなる。ムレー層は中新世前期，シワリク層は中新世中期から第四紀更新世前期の地層と考えられている（山下，1973)。

前縁沈降部にあつて，インダス水系とガンガ水系との分水界にあたるインドパンジャーブ平原は，沖積層が200～300m と相対的に薄い。沖積層の基盤は北東に向つて１°～３°傾斜しており，従つて沖積層も北部に厚く，南部に薄くなる。即ちシワリク丘陵に近い Hoshiarpur では，地表下 300m で厚さ 3000m 以上のシワリク層となる。ここから南西にむかつて漸次浅くなり，Jullundur で 202.5 m，さらに南西の Ferozepore 近くの Zira で195m で，ここでは718m 以深は片麻岩となる。この Ferozepore 以南の地域は，1956年に空中磁気測量で明らかになつた Delhi-Ferozepore-Kirana 間の北西一南東方向にのびる埋没隆起帯にあたつており，基盤が浅くなると考えられている。

従来沖積層は，WADIA により古期沖積層 *bangar* と新期沖積層 *khadar* に区分されてきた。古期沖積層とは厚い炭酸カルシウム集積層を介在し，沖積台地を構成する堆積物であり，中部更新統に対比された。また新期沖積層は沖積低地の構成層で，炭酸カルシウム集積層は薄く完新世の堆積物とされている。

しかし前にも述べたようにこの沖積層の区分は本調査地では適用できず，新しい層序区分が必要である。そのために炭酸カルシウム集積層[3]あるいは古土壌を鍵層として深井戸用の108本の試錐資料を分析した結果，次のような層序が組立てられる（Table 1）。

Table 1　Stratigraphic sequences in Indo-Punjab Plains and Northern Thar Desert

		Indo-Punjab	fauna	Northern Thar Desert	culture
Holocene	Upper alluvium	active flood plain deposit		eolian sand	
		abandoned flood plain deposit	*Viviparus* sp. *Indoplanorbis* sp. *Allopeas* sp. *Gyraulus* sp. *Lymnaea auricularia* Linnaeus *Paludinella* (*Cyclotropis*) sp.	paleosol (desert soil)	
				eolian sand	
		paleosol	*Subzebrinus* sp. *Indopalnorbis* sp. *Paludinella* (*Cyclotropis*) sp.	paleosol	-4,000years Indus civilization microlith
		clay (UCL)	*Parreysia* sp.	eolian sand	
		fine sand (UFS)			
U. Pleistocene	Middle alluvium	paleosol (desert soil)			
		fine sand (MFS)			
		paleosol (desert soil)			
		coarse sand (MCS)			
		clay (MCL)			
M. Pleistocene	Lower alluvium				
L. Pleistocene	U. Siwalik	Lower boulder Cg.			
		Pinjor zone			
		Tatrot zone			

沖積低地堆積物

氾濫原堆積物

シワリク丘陵から約35km 下流付近まで礫質で，それより下流は砂質，シルト質となる。炭酸カルシウムの含有率は極く少ない。

旧氾濫原堆積物

基底に細砂，上部は粘土で厚さは7～15m である。貝化石として粘土層中に *Viviparus* sp. *Indoplanorbis* sp. *Allopeas* sp. *Gyraulus* sp. *Lymnaea auricularia* Linnaeus *Paludinella* (*Cyclotropis*) sp. が含まれる。表層には薄い土壌と薄い炭酸カルシウム集積層 *bajri* が形成されている。

沖積台地堆積層

上部粘土（UCL），細砂層（UFS）

沖積台地を構成する最上部の層で厚さは平均約3m，下部は細砂（UFS），上部はシルト粘土層（UCL）で，両者は整合関係にある。台地の崖端付近では激しい土壌侵食のため流亡し，厚い石灰質集積層が直接

地表に露出している。粘土層中には *Parreysia* sp. の貝化石があり，その絶対年代は4,300±150 y.B.P. (GaK-5838) であり上部粘土，細砂層は完新世の堆積物である。粘土層の最上部に古土壌[4] (5 YR 4/4) が形成され，(Ca 層が顕著に発達しない土壌断面は現在のシワリク丘陵に近い年降水量 1,000mm 前後の環境の下で形成されたことを示している (SEHGAL and STOOPS 1972)。

中部沖積層

中部細砂 (MFS)

最大層厚2.5m のカンカールおよび古土壌 (5 YR 4/4) をはさんで上部層の下位に細砂層が堆積する。厚さ6～15m，最上部には薄い粘土層がみられる。

中部粗砂層 (MCS)

薄い土層を介在する礫まじり粗砂層で，層厚に変化が大きく，厚い地域で47m，薄い地域で15m である。後述するように向斜部で厚く背斜部で薄い。

中部粘土層 (MCL)

厚さ12m 以上で固結し，粘性が高い。19世紀の灌漑水路建設ではこの層が不透水層となり，上位の中部粗砂層が滞水層となつていた。従つて当時の地下水位はこの中部粘土層深度に規定されており，現在の深井戸用の試錐もこの粘土層で打切つている。

下部沖積層

厚さ約150m の下部層はカンカール層を数多くはさみ，砂礫を主体とした層でシワリク丘陵の麓では礫が多くなる。局所的に赤色粘土層を介在するが，水平方向への連続性に乏しい。試錐の資料が少なく詳細な点は不明である。

3. 沖積層の堆積速度と編年の試み

更新世中期以後ヒマラヤ前縁沈降部に堆積した沖積層は最大2,000m と見積られている。ちなみに中期更新世以後の沖積層の堆積速度を算出してみると最も大きいもので 2,000m/6～8×10⁵ 年であるから，年 2.5～3.3mm の堆積が行われたことになる。一方，インドパンジャーブでは Jullundur で沖積層の厚さ 200m であり，その堆積速度は0.25～0.33mm/年と最も大きい地域の約 1/10 の速度である。

なお，前述のように Jullundur で地表下1.3m から得られた貝化石の絶対年代が 4,300年前のものであるので，1.3m/4,300年となり，その堆積速度は0.3mm/年である。この速度は上記の堆積速度とほぼ一致している。従つてこの値は妥当性のあるものといえる。

次にこの堆積速度から逆に各地層の堆積に要した時間を求めると，Jullundur で上部層 UCL, UFS の厚さが平均3 m であるので，9,900～12,000年とほぼ完新世に堆積したと考えられる。

これに従つて中部粘土層までの深さが平均25m であるので，それに要した時間は 7.5～10万年であり，それは上部更新統に対比され，下部沖積層が中部更新統に対比できるのではないかと考えられ，予察的な編年表 (Tab. 1) を示した。本格的な編年対比は今後の課題である。

4. 沖積層の変形と推定される地殻運動

上記の区分に従つてマルワの Ropar-Ludhiana-Ferozepore 間約 190km の地形・地質断面を示したのが Fig. 3である。この図に表わされた中部沖積層の変形は波長約40km の褶曲構造を呈していると推定される。即ち中部粘土層の深度が Ludhiana 及び Ferozepore で浅く，Shahkot, Samrala で深くなるのは，その変形によるものと考えられ，下部ほど変形量は大きく，上部ほど小さい。

一方シワリク層下の基盤の地形は Fig. 4に示すように，全体としては，インダス・ガンガ両河川の分水界付近に最も高く，北西側にしだいにその深度を増しているが，もう少し詳しくみるとインドパンジャーブでは，Delhi-Ferozepore-Kirana を主軸とする埋没隆起帯と Batala-Ludhiana—Jullundur にかけてのびる向斜域が識別される。さらに後者の向斜域は Ludhiana-Jullundur を通り，北西—南東方向にのびる基盤の浅い地帯によつて北東側と南西側の2つの向斜状沈降地域に分かれている (SINHA *et al*,

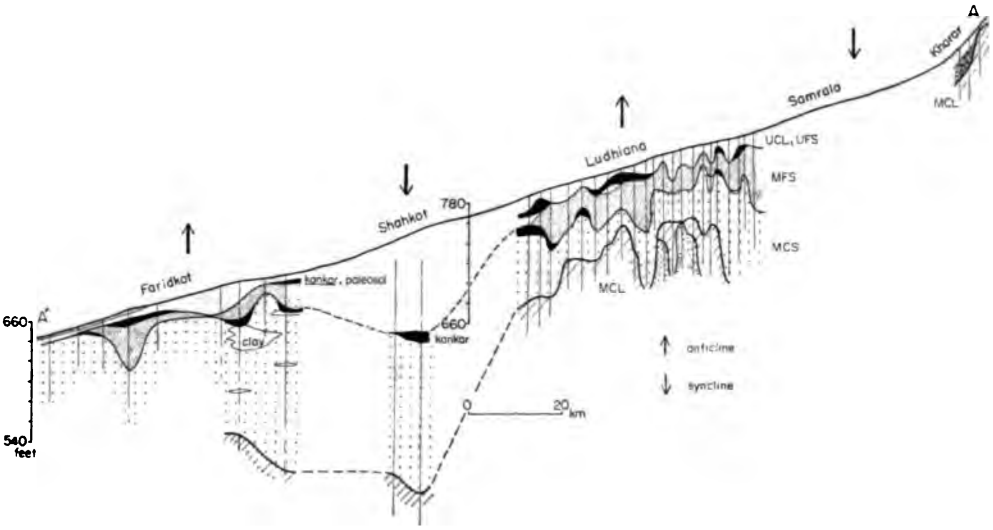


Fig. 3　Longitudinal section across the Punjab Malwa. location of section is shown in Fig. 4

1963)。

このように基盤の構造と中部沖積層の変形とは調和的な関係にあるといえる。

このような沖積層にみられる変形は，パンジャーブ・マルワでは Fig. 3の地形断面には明瞭には表われていない。しかしサトレジ河をはさんでビストドアブになると明瞭に地形断面及び微地形に表現されている。これは藤原（1975）がすでに指摘しているように，ビストドアブの小河川 White bein の流路方向や塩性土壌の分布，地下水位の異常分布などに認められる。

White bein は，シワリク丘陵から流れる涸れ川（*cho*）の水を集めてサトレジ川に合流する小河川である。White bein の上流域の向斜域にあたる地域では，向斜軸方向の北西一南東方向に約2.5～3 km 間隔で支流もあわせ5列の河川が平行して流れ，約40 km 流れたあと合流し，Jullundur 近くで最大傾斜方向に流下する。

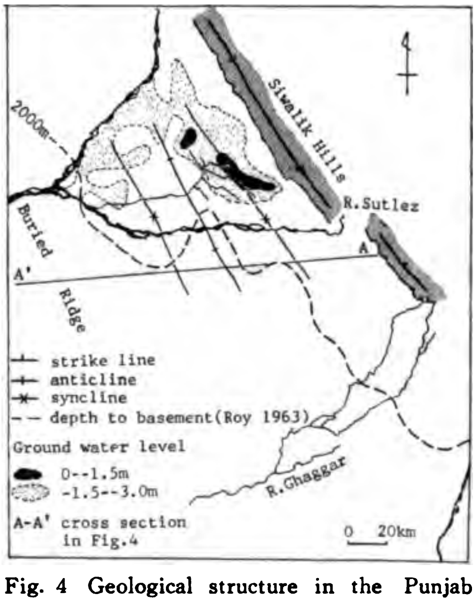


Fig. 4　Geological structure in the Punjab Plains, India.
ground water level (1963, Oct.)

地下水位は，大規模灌漑用水路建設により，その水文学的循環が大きく変化し，用水路からの漏水と灌漑耕地からの浸透によつて地下水貯留量が急増し，非常に高くなつた。従つて，沖積層の地質構造に規制されていた地下水位も，用水路建設後は，ほとんど無関係になり，むしろ地表の微地形や用水路の位置的関係によつて決定されるようになつている。したがつて，詳細に観察すると表層地質のわずかな違いによつて地下水位に変化がみられ，それは特に乾季に明瞭あらわれてくる。1963年10月の地下水等深線図は，ビストドアブでは Jullundur の背斜地域で地下水位が深く，向斜地域で浅い。この事実は，最大傾斜方向に自由地下水の流下を妨げるような表層地質

構造に原因があるとされている（藤原，1975）。従って地下水位の高い地域に分布する塩性土がこの向斜地域に沿つて帯状に分布していることもその反映であろう。

沖積層の変形や地表面の微起伏から推定される褶曲構造は，沖積層下のシワリク層の地質構造とも一致すると考えられる。また white bein にみられる水系の異常などの現象は，中部更新統を褶曲させた運動が完新世にも行なわれていることを示している。一つの褶曲軸に沿つて，地層の変形が一般に下位ほど大きいこともこの考えに符合している。

5. 河道変化

パンジャーブ平原における主な河道変化には，インダス文明期の都市ハラッパが立地したラビ河が北西へ約10km 移動したのをはじめ，歴史時代にもビアス河が1786年に約40km 東に移動して現在の河道になつたこと，1562年チェナブ河とジェラム河が Uch でインダス河と合流していたこと，チェナブ河が1245年以前は Multan の東を流れていたこと，1397年チェナブ河が現在の河道に変化したこと，(ROONWAL, 1967) などが知られている。

パンジャーブの多くの旧河道のなかで最も注目されるものは，マルワの南西部に幅2～3km，長さ約400km にわたる長大な旧河道であろう。

ガガル河の末端はタール砂漠にかかるあたりから，尻無川となつ消失するが，この旧河道はその下流延長上に認めれるところから GHOSE, A. (1952) らによつてガガル河涸河床と呼ばれている。この旧河道の両岸には STEIN (1942) によつてインダス文明期および彩文灰色陶器期の無数の遺跡丘が発見されている。この遺跡群の中でインダス国家の重要な宿駅だつた Kalibangan（小西，1970）は紀元前 2,200～1,700 年にかけて発達し，その終末の年代はインダス平原の他の古代都市とほぼ一致している。RAIKES (1968) は，この旧河道を古典「リグヴェーダ[5]」に記載の Sarasvati 河に比定している。彼はこの河が，ガンガ水系に属するヤムナ河の旧河床と考えた[6]。

ところで，この旧河道の上流域にあたるマルワ，クルクシュトラには多くの旧河道が認められる。Fig. 2 に示すように，マルワには最大比高 12 m の河畔砂丘[7] の発達が顕著である。この砂丘の基部には，*Zootecus insularis*, *Indonaia caerulea*, *Parreysia* sp. の淡水産貝化石を産出し（GHOSH, 1952），砂丘基部は明らかに河成堆積物であり，旧河道に堆積した砂層である。この砂層上に風成砂丘砂層が厚く堆積している。河畔砂丘の砂は中央粒径値が2.0～2.4ϕ であり，砂漠砂丘砂が Hissar のもので 3.0ϕ と細粒で，砂漠砂丘の砂は容易に識別できる。

一方，石英粒の表面形態分析によれば，磨食粒型（成瀬，1972）の含有率は河畔砂丘の砂で最高10%であり，風成砂と水成砂の境界付近の特性を持つ砂と言える。わが国の河畔砂丘の場合，鬼怒川の河畔砂丘[8] 砂の磨食粒含有率もほぼ同様な特性を有している。この結果は，一般に河畔砂丘の場合，砂丘自体の規模が大きくなく，しかも磨食粒を形成するような砂の移動も活発でないことを示しているといえよう。

こうした事実から，マルワにおける砂丘の位置は，かつて河道の位置とは大きくは隔つていないと推定でき，砂丘の分布から過去の旧河道を復元したのが Fig. 5 である。

サトレジ河の旧河道は，Rupar を頂点として南西方向に放射状にのびている。等高線も同様に Rupar を頂点にする扇状地状に配列しており，マルワは明らかに台地化する以前は主にサトレジ河により沖積されていた事実を示す。サトレジ河は，マルワを乱流し，次第に北西に流路を変遷させながら，旧河道に大量の砂を残したものとみられる。

一方，クルクシュトラ平野には旧河道は数多く認められるものの，マルワとは対照的に砂丘が発達してない。等高線の配列からは，この平野はヤムナ河の堆積域と推定されるので，砂丘の発達の有無は，サトレジ河とヤムナ河の堆積物の違い，即ち上流域の地質の違いを反映していると考えられる。サトレジ河は，砂礫を主体とした植生の乏しい上部シワリク層地域を約600km 流れるのに対し，ヤムナ河は大部分が上部カンブリアの珪岩，変成岩地域を流れ，シワリク層地域は約150km しか流れない。



Fig. 5 Channel scars of the Sutlej River in the Punjab Malwa. contour in feet

さて，Hissar 北部，ガガル河岸の上部粘土層（UCL）の絶対年代（4300±150 y.B.P.）は，Fig. 6に示すように Kalibangan, Mohenjodaro など古代インダス国家の都市の発生よりも若干古い。恐らく当時は，現在よりも降水量が多く，サトレジ河，ヤムナ河が沖積台地上を乱流し，上部粘土を堆積し，それはまた同時代の溢流灌漑に基礎を置く農業生産を高めたものといえる。即ち，Kalibangan や旧河道に沿う集落の発達が，サトレジ河，ヤム河と深い関わりを持っていたことは明らかである。

その後，サトレジ河は次第に北西に，ヤムナ河は南東に河道を移して行き，今日，それぞれインダス，ガンガ両水系にはつきりと分離している。こうした両河川の変遷は，ガガル河付近で最も高く，北西および南東側で低くなる基盤の地形と調和しており，河道変化がこの地域の地盤運動を反映したものとして理解される。

河畔砂丘は，古土壌がのる固定砂丘と，移動中の現成砂丘に分けられる。現成砂丘は，バルハン型[9]が多く，縦列型[10]も局地的に見られる。いずれも現在の南西モンスーン卓越風向に調和的である。固定砂丘砂層は，$CaCO_3$ の含有率が高く固結しており，砂層最上部に形成された古土壌は赤褐色5 YR 4/6 を呈し，厚さ20cm，B層のみ認められる。この古土壌と下位の固定砂丘砂層を堀込んで埋められた大型家畜の

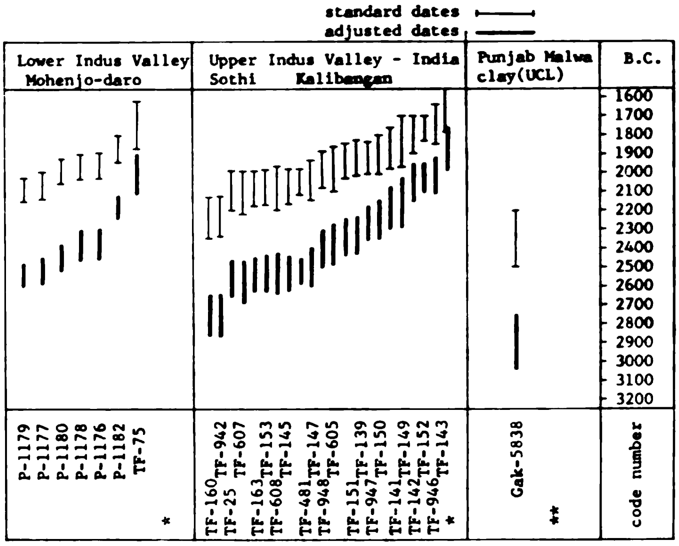


Fig. 6 Radiocarbon chronology
* 5730 years half-life (source : DALES, G.P. 1973)) ** 5570 years half-life

骨の絶対年代が，435±115y.P.B. (N-2233) である[11]。

以上の事実から，固定砂丘上に形成された古土壌は，少なくとも435年前頃には形成中であつたことになる。16世紀の初頭には，マルワ沖積台地上や砂丘上に植生被覆が存在し，土壌形成作用が進行していたが，19世紀に始まるパンジャーブの開発が固定砂丘上にも及び，このため再び砂の移動が始まり，現成砂丘が形成されるようになつたと考えられる[12]。

沖積台地上を乱流したヤムナ河，サトレジ河とも台地面を下刻し始め，沖積台地が形成された原因として，台地と沖積低地の比高が上流ほど大きくなることから，シワリク丘陵側がより隆起する増傾斜運動によるものと考えられる。それとともに，約4000年頃までに多量の荷重を平原に堆積した河川が，その後の荷重の運搬量の減少[13]に伴つて台地面の下刻を始めたと考えられる。荷重の運搬量の減少は，後述するように約3,500年以後に始まる気候の乾燥化と関係があるのではないかと考えられる。気候変化と河川の堆積，侵食の問題については今後の重要な検討課題として結論を保留したい。

IV. 北部タール砂漠の砂丘と砂丘形成期

1. タール砂漠の砂丘

南はカッチ湿原から，北はパンジャーブ平原まで広がるタール砂漠は，都市の立地する露岩地域を除いては大部分が砂砂漠である。砂砂漠は，Fig. 1に示すように南西モンスーンの卓越風向に対して縦列型と横列型の2つの形態に分類することができる。両型の砂丘は25万分の1程度のスケールで見れば地域的なまとまりをもつて発達しており，両型が一地域に共存することは極くまれである。

また砂砂漠は年降水量200～250mmの等値線によつて現成（移動）砂丘群と固定砂丘群に大別することができる。現成砂丘は年降水量200～250mm以下の地域に分布し，Jaisalmer南西には，比高60m，長さ4km以上の縦列砂丘の発達が顕達である。

これに対して年降水量200～250mm以上の地域は沖積低地が広く，大部分が固定された横列砂丘[14]ないし縦列砂丘が分布する。横列砂丘はBarmerで最も発達がよく，平均幅4km，長さ1.5km以上，長軸方向N 50°Wで卓越風向と直角をなしている。Jodhpur周辺も規模は小さくなるが幅300m，長さ1km前

後の横列砂丘が発達する。

全体的に固定砂丘は周辺部，特に北部に近接するにつれて，規模が小さくなり，分布密度も低くなる。これは砂漠の砂の大部分を，アラビア海岸，カッチ大湿原に供給源を求めた WADIA, D. N. (1961) の見解を大局的には支持し得るものである。固定砂丘分布地域に発達する現成砂丘は，集落の周辺に分布が限られている。それは耕地化による砂の再移動が主な原因であることを示す（口絵1参照)。固定砂丘には縦列型，U字型，セイフ型砂丘が多いのに対し現成砂丘は小規模なバルハン，横列砂丘がほとんどである (PANDY, *et al.*, 1964)。

固定砂丘上にはアカシア，ニーム，ケジュリなどの喬木やマメ科，イネ科，ニシキギ科，タデ科，ハマビシ科など草本類の植生が生育するが，植生の被覆は一般に単体の砂丘表面積の6.1%を占めるにすぎない[15] (SHANKARNARAYAN 1965)。固定砂丘が安定しているのは，砂層中の $CaCO_3$ 含有率 (0.12～65.28%) が高いからで，これが砂層の固結度を高くしている原因となつている。植生の被覆は固定砂丘の標示物としての役目を果しているにすぎない。その他固定砂丘の下に埋没している化石砂丘がある。化石砂丘は南部の Gujarat 州 (ALLCHIN, B. *et al.*, 1971), Rajasthan 州 (VERSTAPPEN, H., 1970) など砂漠縁辺部に広く分布が認られる。

2.　タール砂漠北部の砂丘の形成期と古土壌

砂漠北部には固定砂丘の分布が広く，横列型砂丘は長軸 N 30°W，幅300～600m の砂丘が500m～1.7 km の間隔で，縦列型砂丘も長軸方向 N 70°E, 比高12m 程度である。Fig. 7 は Hissar 南方 12 km の Mangali 村で年降水量 425mm の地域である。周辺はガリーの発達した固定砂丘で囲まれ，中央部が小規模な現成砂丘の発達する沖積低地である。砂壌土からなる沖積低地は灌漑水路網が縦横にめぐらされ，綿花生産が盛んである（中山, 1975)。

現成砂丘は未固結で，バルハン型が普通で比高1.5～5 m，幅40m 程度のものが多い。その長軸は N48° W と卓越風向に直角である。固定砂丘は比高 18m，砂は橙色（7.5 YR $^{6}/_{8}$）を呈し，最上部には所によってA層褐色（10 YR $^{4}/_{4}$）B層橙色7.5 YR $^{6}/_{7}$ の古土壌が形成されているが，多くの場合，欠除している。この古土壌中には焼成レンガ片が入っており，前述のマルワにおける河畔砂丘の固定砂丘上に形成された古土壌と同一時期のものと考えられる。砂層中には古土壌下約1 m に炭酸カルシウムの結核が含まれている。一方，固定砂丘下に埋没する化石砂丘には，最上部に厚さ約1 m の上部が明褐色7.5 YR $^{5}/_{6}$ 下部が明赤褐色（5 YR $^{5}/_{6}$）の古土壌が形成されている。この古土壌中には，多くの炭化物，骨片とともに土器は，レンガ片が含まれているところからみて，一万年よりは古くなく，完新世に形成された土壌と考えられる。

この様にタール砂漠北部の砂丘は2枚の古土壌を鍵層にして，三砂丘砂層に区分される。これらの古土壌の形成期について，上位の古土壌が近代の砂丘地域の開発以前に形成されていたことは明らかになつたが，下位の厚い古土壌は絶対年代の資料がない。しかし，この北部において明らかにされた一連の層序関係は Table 2 に示すように他地域の研究結果とほぼ一致している（成瀬, 1974)。1952年の KRISHAN らの砂丘形成期の研究以来，ことに1970年代に行われた諸研究によってタール砂漠における完新世の気候変化が明らかにされつつあり，それらの研究はいずれもほぼ一致した結果を得ている。それによれば，1万年以前は，化石砂丘が形成されるような乾燥気候であり，その後，9,000～4,000年前には，砂丘上に土壌が形成されるような湿潤な気候に変化したという。SINGH, G. (1974) らによれば，Bikaner 北方約100km の年降水量250mm の地域でさえも，当時は定常流河川と淡水湖が存在し，現在年降水量500mm 付近にみられる植生が分布していたことを報告している。

この後，紀元前1,500年以後急激に塩性植物が多くなり，淡水湖にかわつて塩水湖が出現し，石膏の集積が開始された (SINGH, 1971)。

同様に ALLCHIN ら (1971) は Gujarat 州で化石砂丘中に中石器を，古土壌中に細石器をそれぞれ発

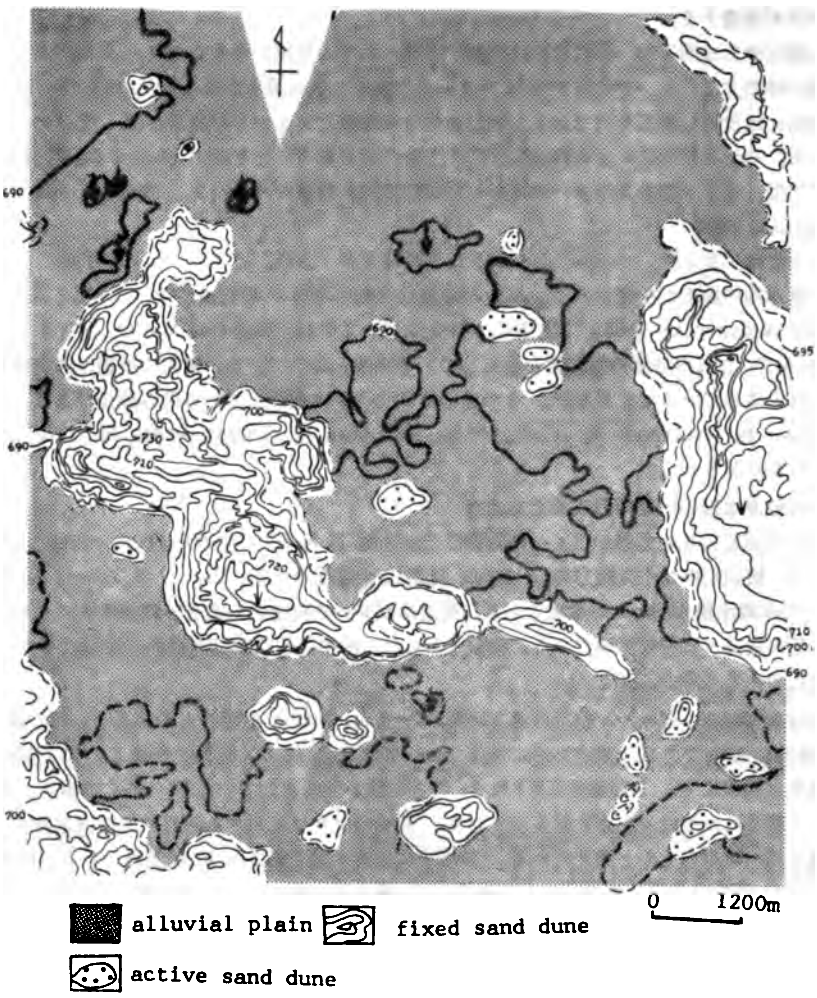


Fig. 7 Geomorphological map of Mangali in Hissar. contour in feet

見し，化石砂丘は12,000年以前の寒冷乾燥期に，古土壌は12,000年から5,000年前頃の間に形成されたと報告している。

本調査地域の化石砂丘上の古土壌も層序的な関係から，タール砂漠の各地で報告されている9,000～4,000年前の湿潤期に形成されたと考えられる。この時期には，現在年降水量500mm 以下の地域は砂丘上の灌木を焼払い播種する原始的耕種農業が営まれていた（SINGH, 1971）。青銅器時代の人々は，当時疎林をなしていた開発の容易な年降水量500mm 以下の地域を中心に活動した。紀元前3,000～2,000年にかけて発達したインダス文明は，この地域の豊かな農業生産を背景に栄えた。しかし紀元前1,500年頃から再び化石砂丘上に巨大な砂丘が形成され始め，文化の中心は次第に東部に移り，リグヴェーダ時代（紀元前1,200～800年）になると東部パンジャーブが中心的位置を占めるようになつた。さらに紀元前800年頃，鉄の移入をまつて，当時密林をなしていたガンガ中流域の開発が進み，タール砂漠は完全に荒廃してしまつたと考えられる。

化石砂丘上の巨大な砂丘は，その後固定化されるに至り，古土壌の形成が行われた。近代の開発は，再

Table 2　Chronology of dune formation in the Thar Desert.

Age	stratigraphic units	SINGH, G. *et al.* (1972)	ALLCHIN, B. *et al.* (1971)	VERSTAPPEN, H. Th. (1970)	ROY, B. B. *et al.* (1970)	KRISHAN, K. U. (1952)	NARUSE, T. (1976)	
		Rajasthan	Gujarat	Rajasthan	Rajasthan	Rajasthan	Haryana	Punjab
-0 (yrs)								flood plain
	Sub Atlantic		active dunes 1)	active barchan			active dunes	
	Sub Boreal	silt (brackish water lake) gypsum	sand dunes covered with vegetation	fixed parabolic and longitudinal dunes		sand dunes	paleosol / fixed dunes	paleosol / deposit / paleosol
-5,000	Atlantic	laminate clay (fresh water lake)	deep soil on the dune surface with microliths	climatic optimum dissection of sand shields	dissection and stabilization of dunes	the Indus Culture	paleosol	UCL (4,300±150 y.B.P.) / UFS
	Boreal							
-10,000	Pre Boreal / Young Dryas / Alleröd	aeolian sands		huge sand shields	? / fresh dunes		fossil dunes	Middle alluvium
	Older Dryas / Bölling		fossil dunes with mesoliths					
-50,000					old system dunes (50,000 y.B.P.) / fossil dunes			

1) area with less than 250mm annual rainfall

び固定砂丘上に現成砂丘の形成を促している。

V. まとめ

インド・パンジャーブ平原及びタール砂漠北部の地形および地形発達は以下のようにまとめられる。

1) インド・パンジャーブ平原の地形は開析山麓平野・沖積台地・沖積低地からなる。沖積台地は上部粘土層に含まれる貝化石の絶対年代が4,300±150 y.B.P. であり，炭酸カルシウム集積層もないことから，完新世に台地化したものである。台地化は，少なくとも4,000年前以後の出来事と考えられる。

2）沖積層は上部，中部，下部と区分される。一方沖積層の堆積速度は0.25〜0.33mm/年でこの堆積速度からインド・パンジャーブ平原の沖積層の区分を行つた結果，上部沖積層は完新世，中部沖積層は上部更新紀，下部は中部更新紀に対比を試みた。

3）パンジャーブマルワの沖積層の変形から，北西一南東方向に軸をもつ波長40km の新期の褶曲構造の存在が推定され，水系の異常，塩性土の分布などもこれを裏付ける。沖積層の下部ほどその変形量が大きいことから，この運動が更新世中期以後もひきつづいて行われていることを示している。

4）パンジャーブマルワとクルクシュトラ平野の等高線の配置から，クルクシュトラ平野はヤムナ河によつて沖積されたものであり，パンジャーブマルワに分布する無数の河畔砂丘はサトレジ河の旧河道を示していることがわかつた。ガガル河下流延長上に残る長大な旧河道は，サトレジ，ヤムナ両河のいずれかの旧河道であつたと考えられる。この旧河道の河岸に立地した Kalibangan はじめ多くのインダス文明期の集落はその後の河道変化によつて放棄された。サトレジ・ヤムナ両河川の河道変化はクルクシュトラ・マルワ両平野を最も高くするような地盤運動の反映と考えられる。

5）タール砂漠北部の砂丘は2枚の古土壌によつて，現成砂丘，固定砂丘，化石砂丘に区分される。化石砂丘は一万年以前のもの，化石砂丘上に形成された古土壌は9,000〜4,000年前の湿潤期に，固定砂丘のの形成は4,000年以後の乾燥期に形成された。固定砂丘上古土壌は，パンジャーブ平原の河畔砂丘上の古土壌に対比され，少なくとも19世紀にはじまるパンジャーブ開発まで固定化されていた。近代の開発は現成砂丘の形成を促した。

謝　辞

この報告は，広島大学藤原健蔵教授と共に現地調査を行い，筆者の責任においてまとめたものである。

この研究にあたつて，広島大学石田　寛教授，吉田栄夫・藤原健蔵両教授はじめ調査隊の方々に厚くお礼申し上げます。

また現地調査中お世話になつた北西インド各大学，研究機関の方々をはじめ民間の方々，貝化石を鑑定していただいた広島大学理学部稲葉明彦教授にお礼申し上げます。

注および引用文献

1）マルワ *malwa* とは台地の意味．パンジャーブマルワを以下マルワと略称する．
2）厚い沖積層（更新世中期以後に堆積した陸成堆積物でシワリク層上にのる）からなる台地．
3）炭酸カルシウム集積層のうち厚いものはカンカール（*kankar*）と呼ばれている．
4）上に厚く固定砂丘砂層が堆積している．
5）紀元前1,200〜800年頃．
6）その証拠として Kalibangan の上部沖積層が，現在のヤムナ河の堆積物と特性が同一なることをあげている．
7）河畔砂丘は，旧河道に沿つて発達している場合が多い．
8）鬼怒川の砂丘砂は試料数3，貞方　昇氏の採取による．砂丘の比高 7m，中央粒径値 1.6〜1.95ϕ．
9）走向 N45°W，比高 2m，幅30×長40m 程度．
10）走向 N70°E，比高 3m，幅40×長120m 程度．
11）この露頭では，古土壌の上にさらに厚さ 3m の現成砂丘砂層が堆積している．
12）現成砂丘は今日，未耕地である．近接した耕地に対する飛砂の害が恐れられている．
13）ヒマラヤ山麓（堆積物の供給源）とパンジャーブ平原（最終堆積地）の間に次の様な図式が考えられる．①最終氷期，ヒマラヤ山麓堆積，パンジャーブ平原開析，②完新世湿潤期，ヒマラヤ山麓開析，パンジャーブ平原堆積，河川の流量大，③完新世乾燥期，パンジャーブ平原開析，河川流量少．
14）実際には，U字型砂丘の合成であり，それが横列をなしている．横列砂丘が後の風蝕により，U字型砂丘に変形したのかは判然としない．
15）現成砂丘の植生被覆率は2.84%，$CaCO_3$ 含有率0.01〜18%である．

ALLCHIN, B. & GOUDIE, A. (1971) : Dunes, aridity and early man in Gujarat, Westen India, *Man*, Vol. 6, pp. 248-265.

DALES, G. F. (1973) : Archaeological and radiocarbon chronologies for protohistoric South Asia, *South Asian Archaeology*, pp. 157-169.

藤原健蔵 (1975) : インド・パンジャーブ地方における水問題の新展開,『インド・パンジャーブの動態地誌的研究』pp. 220-250.

GHOSE, A. (1952) : The Rajputana desert its archaeological aspect, *Bull. National institute of Sciences of India*, No. 1, pp. 37-42.

GREENMAN, D. W., SWARZENSKI, W. T. and BENNETT, G, D. (1967) : Groundwater hydrology of the Punjab, West Pakistan with emphasis on problems caused by canal irrigation, *Geol. Survey Water-supply Paper*, 1608-H, 66, pp.

HAYASHI, M. (1975) : The geomorphology of the Himalayan foot-hills and glacial landforms of the Lesser Himalaya, 地理科学, No. 22, pp. 25-42.

HIGGINS, G. M., AHMAD, M. and BRINKMAN, R. (1973) : The Thal interfluve, Pakistan geomorphology and depositional history, *Geologie en Mijnbouw*, Vol. 52, pp. 147-155.

HIGGIN, G. M., ROM, B. and BRINKMAN, R. (1973) : The sand of Thal : wind regimes and sand ridge formations, *Zeit. für Geomorph.*, Vol. 18, pp. 272-290.

小西正捷 (1971) : 東部パンジャーブにおける後期ハラッパー文化, 物質文化, Vol. 17, pp. 41-51.

KRISHNAMURTHY, K. U. (1952) : The creep of the desert, *Bull. National institute of Sciences of India*, No. 1, pp. 131-136.

MUKERJI, A. B. (1963) : Alluvial morphology of the upper Ganga-Yamuna doab, *The Deccan Geographer*, Vol. 2, No. 1, pp. 1-36.

MUKERJI, A. B. (1964) : Alluvial morphology of the upper Ganga-Yamuna doab, *The Deccan Geographer*, Vol. 2, No. 2, pp. 100-126.

NAKATA, T. (1972) : Geomorphic history and crustal movements the foot-hills of the Himalayas, *The Science Reports of the Tohoku Univ.*, Vol. 22, 177 pp.

NAKATA, T. (1975) : On Quaternary tectonics around the Himalayas, *The Science Reports of the Tohoku Univ.*, Vol. 25, pp. 111-118.

中山修一 (1975) : インド北西部, ガッガルバーナ村とマンガリ村における 農村工業の 構造と 展開,『インドパンジャーブの動態地誌的研究』, pp. 106-141.

成瀬敏郎 (1972) : 砂粒型からみた風成砂の特性, 地理評, No. 45, pp. 829-837.

成瀬敏郎 (1974) : インド・タール砂漠砂丘研究の系譜とその問題点, 広島大学文学部紀要, No. 33, pp. 152-171.

応地利明 (1974) : インド・パンジャーブ平原における農村の展開と「緑の革命」, 史林, No. 57, pp. 25-78.

PANDY, S., SINGH, S. and GHOSE, B. (1964) : Orientation, distribution and Origin of sand dunes in the Central Luni basin, *Proc. Sym. problems of Indian Arid Zone, Jodhpur*, 1964, pp. 84-91.

PITHAWALLA, M. B. (1952) : The great Indian desert, a geographical study, *Bull. National Institute of Sciences of India*, No. 1, pp. 137-151.

RAIKES, R. (1968) : Kalibangan : Death from Natural Causes, *Antiquity*, XLII, pp. 286-291.

ROONWAL, G. S. (1968) : The wandering rivers of the Punjab, India, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecology*, Vol. 4, pp. 155-159.

ROY, B. C. (1963) : *Tectonic map of India*, Geol. Surv. India.

SEHGAL, J. and STOOPS, G. (1972) : Pedogenic calcite accumlation in arid and semi-arid regions of the Indo-Gangetic alluvial plain of erstwhile punjab (India), *Geoderma*, Vol. 8, pp. 59-72.

SHANKARNARAYAN, K. A., CHERIAN, A. and GAW, Y. D. (1965) : Ecology of dune vegetation at Osian (Rajasthan), *The Jour. Indian Botan. Society*, Vol. XLIV, pp. 37-50.

SINGH, G. (1971) : The Indus valley culture, *Archaeology & Physical Anthropology in Oceania*, Vol. 6, pp. 177-189.

SINGH, G,, JOSHI, R, D. CHOPRA, S. K. and SINGH, A. B. (1974) : Late Quaternary history

of vegetation and climate of the Rajasthan desert, India, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. 267, pp. 467–501.

SINHA, K. R. and BOSE, R. N. (1963) : Refraction saismic investigations to locate the supposed sub-alluvial Delhi-Shahpur ridge, *Prc. Symp. on Geophys. Exploration, C. S. I. R., India*, pp. 190–196.

STEIN, A. (1942) : A survery of the ancient sites along the "lost" Sarasvati, *Geogr. Jour.* Vol. 99, pp. 173–182.

VERSTAPPEN, H. Th. (1970) : Aeolian geomorphology of the Thar desert and palaeoclimates, *Zeits. für Geomorph. Supplement Band*, 99, pp. 104–120.

WADIA, D. N. (1961) : *Geology of India*, London, 460 pp.

山下　昇 (1963) : ヒマラヤの生いたち, 『世界の変動帯』, pp. 216–225.

(1976年 6 月25日受理)

地学雑誌 85, 6 (1976)

九州西方の海底地形・地質構造

桜 井 操* 永 野 真 男*

Submarine Topography and Geological Structure West of Kyusyu, Japan

Misao SAKURAI and Manao NAGANO

Abstract

The surveys of submarine topography, geology, geomagnetism and gravity were conducted off the coast of Kyusyu by the Hydrographic Department, Maritime Safety Agency, Japan in 1973 and 1974.

On the basis of these surveys, the authors described the general features of the submarine topography and the geological structure, and discussed the geological history of Goto Submarine Valley and Danjo Basin, being remarkable topographies in the studied area.

General trends of geological structures are as follows.

1. The faults and folds of basement in Tokai Contineta1 Shelf have NNE-SSW trend.

2. Trains of banks and islands, such as Goto Islands, Danjo Islands and Kosiki Islands, and also strikes of fold axes of the sedimentary layer in Okinawa Trough shows NE-SW trend.

3. The faults which are parellel to elongation axis of Danjo Basin in Okinawa Trough have ENE-WSW trend.

4. Faults which transverse the trends mentioned above show NW-SE trend and this trend is remarkably in Goto Submarine Valley area.

Trends of NW-SE, NNW-SSE, NE-SW and ENE-WSW had been formed in the Late Miocene. In this time, the original shapes of Nisi-Goto Shelf Channels and Fukue Basin were formed at the outer ridge and its surroundings of Tokai Continental Shelf, developing in parallel with the tectonic lines of NW-SE trend. And also, Goto Submarine Valley initially incised the sea bottom between Danjo and Goto Islands in the Late Miocene, and developed during the Pleistocene age.

The framework of Danjo Basin was cotorolled with the trends of NW-SE, NE-SW and ENE-WSW, and the basin was formed by the synclinal subsidence in the Plio-Pleistocene.

I. まえがき

海上保安庁水路部は昭和42年以来，日本周辺の大陸棚の海の基本図（1/20 万）を整備するため計画的な

* 海上保安庁水路部 Hydrographic Department, Maritime Safety Agency

海底調査を進めているが，昭和48・49年九州西方の調査を測量船昭洋（船長重広 敏）・明洋（船長上田三郎）により行なつた。調査は海底地形・地質構造，地磁気全磁力・重力異常について行なわれ，その一部は永野ほか（1976），桂・永野（1976）らによつて報告された。ここでは調査成果である海底地形図・地質構造図，音波探査断面および成果を整理する途中検討された海底地質図（永野ほか，1976）に基きながら，東海大陸棚・沖縄舟状海盆の北部を中心とする九州西方の海底地形・地質構造の概要について報告する（Fig. 1）。

この海域の海底地質についてはすでに多くの調査や研究があり（EMERY, K. O. *et al.* 1969；WAGEMAN, J. M. *et al*, 1970；奈須・加賀美，1970；海底地質調査グループ，1970 a, b, c；水野・海底地質調査技術グループ，1971；加賀美ほか，1971；海底地質調査技術グループ，1974；木村ほか，1975など），海底地形・地質構造についても詳しく調べられている。

II. 調査方法

調査は調査測線に沿つて音響測深・音波探査を行なう方法がとられた。調査測線の間隔は2海里，方向はこの海域の地質構造を考慮して E-W に設けられた（Fig. 2）。音響測深は NS-39または NS-77型音響測深機によつて行なわれ，音波探査は NA-20型音波探査装置・エアガン（0.4l）が用いられ反射方式がとられた。船位決定はデッカ（北九州チェン）・ロランC（SS3）と呼ばれる電波測位方式がとられ，一部は人工衛星測位システム（NNSS）が併用された。

III. 海底地形

1. 大陸棚

対馬・五島列島・男女群島などで東縁を限られる海域は東海大陸棚（加賀美ほか，1971）の北部にあたり顕著な陸棚谷のほか堆・海盆などによつて特徴づけられる（Fig. 1，3）。男女群島の西方に広がる大陸棚は－150～－160m の明瞭な大陸棚外縁に縁どられる。大陸棚面には西五島陸棚谷群の一部が浅く幅の比較的広い谷を形成しており，NW-SE 方向をとりながら男女群島付近の大陸棚外縁一帯に開口している。谷中あるいは谷にとり残された平坦面上には NW-SE ないし NNW-SSE の狭長かつ平底の小凹地がある。男女群島南の小海盆（－355m）[1] はほぼ南北方向を示すが複雑な形を示し NE-SW 方向に支配されているようにもみえる。男女群島と五島列島間には福江海盆があり大陸棚を北西に切り込んで NW-SE の小凹地（－447m）を含む－300～－400m の比較的平坦な海盆底を形成している。切り込まれた外縁付近には笠山堆（－170m）・第1男女堆（－175m）・第2男女堆（－164m）・第3男女堆（－152m）があり，NW-SE に長い堆形と堆頂面を有し NE-SW 方向に沿つて飛び石状に配列している。堆頂水深が深い笠山堆・第1男女堆間には五島海底谷があり福江海盆の縁辺付近に谷頭を有し大陸斜面を NW-SE に切つて沖縄舟状海盆底の北西縁に開口している。福江海盆の北西縁には西五島陸棚谷群の中で最も規模の大きな谷（以下単に西五島陸棚谷と云う）が北西方向から開口する[2]。中央五島陸棚谷群は朝鮮半島南岸沖の－110～－120m 付近を谷頭とし，南東に向つて緩かに傾斜する大陸棚の最大傾斜方向に斜交する N-S ないし NNE-SSW 方向をとりながら五島列島福江島の北西において福江海盆に開口する。東五島陸棚谷群は対馬の西側を並走する対馬舟状海盆に連続する谷と対馬・壱岐島間の鞍部付近を谷頭とする谷とに分けられ，それぞれ NNE-SSW，NE-SW に下刻したあと対馬南方付近で並走する形となり，朝鮮半島・北九州間の向斜状の海域を NE-SW, ENE-WSW, NNE-SSW 方向に刻んで福江海盆の北，中央五島陸棚谷群の東側に並んで開口している。中央・東五島陸棚谷群はともに中流域から下流域にかけて数条の谷に分れており，第1五島堆（－110m）・第2五島堆（－122m）・第3五島堆（－104m）・第4五島堆（－125m）・第5五島堆（－139m）・第6五島堆（－139m）などが中ノ島状の堆を形成している。谷中には顕著な独立した小凹地があり谷線に平行するかあるいは谷線の屈曲点に分布している。中央・東五島陸棚谷群の流域には－130m を外縁とする平坦面がみられ，西・中央五島陸棚谷群間では－110～－120m，中央・東五島

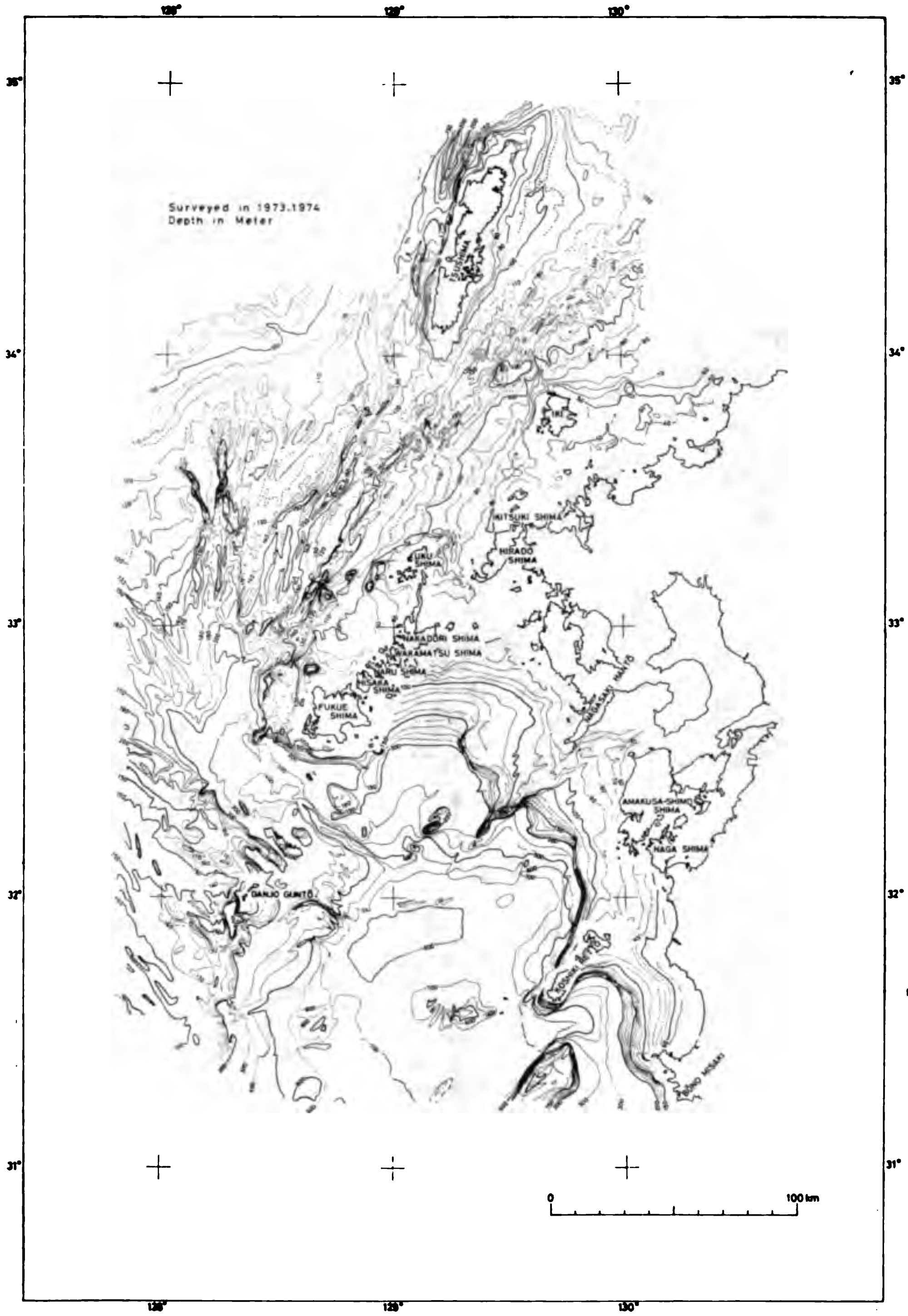


Fig. 1　九州西方の海底地形図

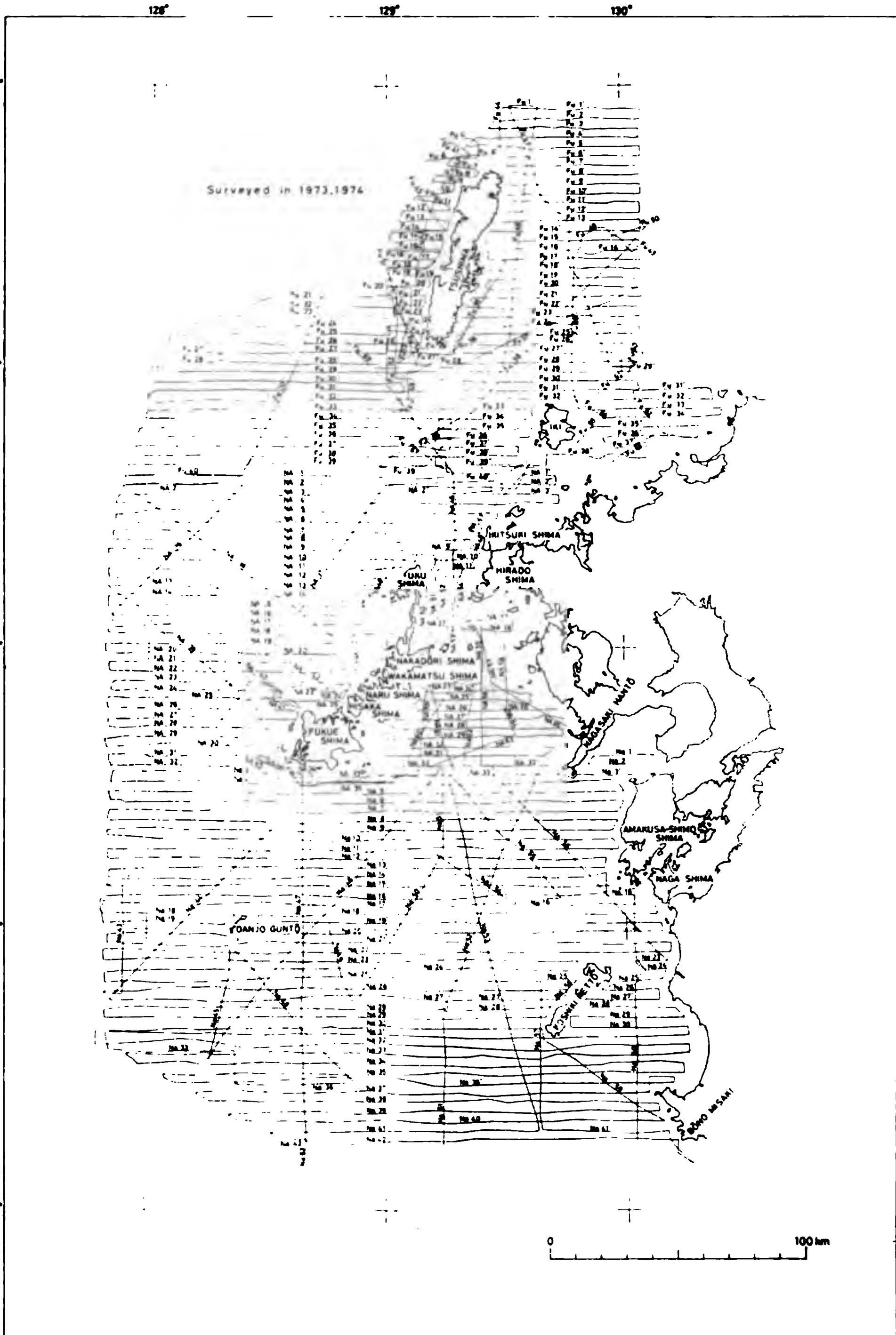

128°
129°
130°
35°
34°
33°
32°
31°
Surveyed in 1973,1974
IKI
HIRADO SHIMA
UKU SHIMA
NAKADORI SHIMA
WAKAMATSU SHIMA
NARU SHIMA
FUKUE SHIMA
DANJO GUNTO
NAGASAKI HANTO
AMAKUSA-SHIMO SHIMA
NAGA SHIMA
0
100 km

Fig. 2 調査測線図

陸棚谷群間では－100～－120m を内縁としている。第3図に示した大陸棚外縁はこれである。

九州西岸の平戸島沖から坊ノ岬沖にかけて幅40～25km の大陸棚がみられる。海岸線に沿うものの平戸島付近で五島列島東岸の大陸棚(島棚)に連続し，長崎海脚・甑列島付近ではそれぞれ南西に張り出している。大陸棚外縁水深は長崎半島の西方で－130 m，天草下島～坊ノ岬沖で－120m である。長崎半島西方および長崎半島・天草下島間には ENE-WSW ないし NE-SW 方向の陸棚谷があり，前者は－90m を谷頭として－100m 付近に開口し，後者は有明海入口の－60m 以浅を谷頭として－100m 付近に開口している。長崎海脚は長崎半島のほぼ延長上にあり，鯵曾根 (－43 m)・ヒラジ曾根 (－123m)・沖ヒラジ曾根 (－166 m) などで構成される。

2. 沖縄舟状海盆

沖縄舟状海盆はその周辺をとりまく大陸斜面と海盆底に分けることができる。男女群島の南方から天草下島沖付近までの大陸斜面は大陸棚外縁から－600～－700m を内縁とする海盆底の傾斜変換点までであり，傾斜は1～1.5°である。この海域の大陸斜面には－300m 付近を外縁とする平坦面が不明瞭ながら認められ，男女群島・長崎海脚間は比較的明瞭である。男女群島・福江島沖間の大陸斜面はこれらの島にほぼ平行な NE-SW の走向を示す。この斜面に前述の五島海底谷があり斜面基部に近い－600m 付近に開口する。男女群島沖には男女海底谷群があり大陸斜面の中腹を谷頭とし大陸斜面基部に開口する。この海底谷群は下流に

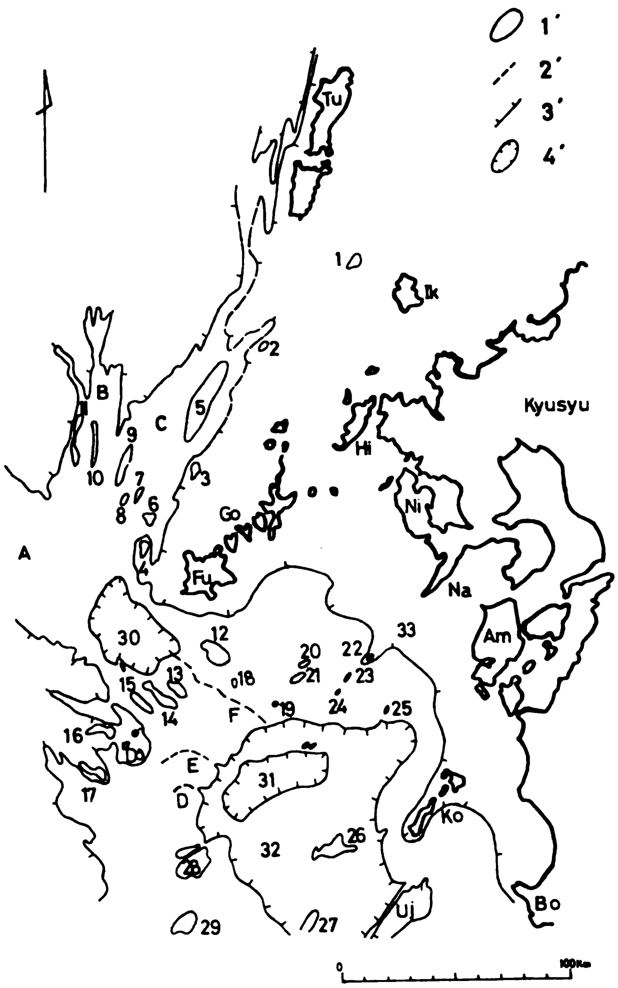


Fig. 3　海底地形概念図

1'：堆・海丘　2'：海底谷　3'：大陸棚外縁　4'：海盆　Tu：対馬　Ik：壱岐　Hi：平戸島　Go：五島列島　Fu：福江島　Ni：西彼杵半島　Na：長崎半島　Am：天草下島　Ko：甑列島　Uj：宇治群島地塊　Bo：坊ノ岬　Da：男女群島　A：西五島陸棚谷群　B：中央五島陸棚谷群　C：東五島陸棚谷群　1：七里ケ曾根　2：生月堆　3：高麗曾根　4：福江堆　5：第1五島堆　6：久賀堆　7：第2五島堆　8：第3五島堆　9：第4五島堆　10：第5五島堆　11：第6五島堆　12：笠山堆　13：第1男女堆　14：第2男女堆　15：第3男女堆　16：第4男女堆　17：第5男女堆　18：中笠山堆　19：沖笠山堆　20：北三宝曾根　21：三宝曾根　22：鯵曾根　23：ヒラジ曾根　24：沖ヒラジ曾根　25：天草海丘　26：甑海丘　27：宇治海丘　28：第1男女海丘　29：第2男女海丘　30：福江海盆　31：男女海盆　32：沖縄舟状海盆　33：長崎海脚

向つて NE-SW から NW-SE に屈曲する。五島海底谷・男女海底谷群間にも −300m 面を谷頭とし −400〜−500m 付近に開口する小海底谷群が分布している。男女群島の南方には大陸棚外縁から大陸斜面上部の −200〜−300m 面に開口する小海底谷群がある。その遙か南方には大陸斜面中腹を ENE-WSW に切る小海底谷があり，−300m 面付近を谷頭とし −500m 付近に開口している。福江島南方の笠山堆・長崎海脚間の大陸斜面上部には中笠山堆（−184m）および北から NE-SW 方向に並ぶ北三宝曾根（−176m）・三宝曾根（ミカゲ曾根 −126m）・沖笠山堆（−229m）などがあり，長崎海脚の堆・海丘列に並走している。三宝曾根・沖笠山堆間には独立した小海盆があり大陸斜面基部に凹所を形成している。天草下島沖から甑列島西岸沖までの大陸斜面は東海大陸棚あるいは沖縄舟状海盆北縁に比べ傾斜が急である。甑列島沖では −400〜−500m に傾斜変換点があつて平均的な傾斜は −200〜−400m 間 6°，−500〜−700m 間 1°である。甑列島南部から坊ノ岬沖までの大陸斜面は甑列島の南東岸に沿つて湾入しており，坊ノ岬沖にあつて甑列島の南に雁行する宇治群島地塊と同列島間に扇状地状の地形を形成する。宇治群島地塊上には同群島のほか鷹島などの小島があり，外縁水深 −120〜130m の比較的広い島棚が発達する。この地塊の北西側は NE-SW にのびる比高約 600m，傾斜約 20°の顕著な海底崖であり，背面にあたる宇治群島地塊・坊ノ岬間は鞍部を形成する。大陸斜面基部を切る小海底谷が長崎海脚・天草海脚・甑列島・宇治群島地塊の各北西縁に沿つて認められ，南西方向に刻んで海盆底に開口している。

沖縄舟状海盆のほぼ中央，甑列島の西方には甑海丘（孫七海丘・−304m）がありいくつつかの嶺に分れて東西方向に分布する。海丘の南西斜面には NE-SW ないし NNE-SSW の小海底谷や小凹地がみられる。甑海丘の西方，東海大陸棚の斜面基部には第1男女海丘（−478m）・第2男女海丘（−413m）がほぼ南北に配列している。男女海盆海域は男女海底谷群や五島海底谷のきる大陸斜面，沖笠山堆・沖ヒラジ曾根・天草海丘などが配列する北縁の大陸斜面，甑列島の西縁，甑海丘および第1男女海丘などで画されており，ここに男女海盆（−890m）があつて南縁を顕著な ENE-WSW の海底崖で限られている。甑海丘の南には宇治群島地塊と並走するように宇治海丘（−539m）がある。

IV. 地質構造

1. 音響的地層区分

海底下の地層は音波探査によつて調査され，上位から下位に向つて対馬海域（Af・Cf・Df・Ef），五島列島海域（Ag・Bg・Cg・Dg・Eg），男女群島—甑列島海域（Ad・Bd・Cd・Dd・Ed）の4〜5層に分けられた（永野ほか，1976）。これらの海域間の地層の対比は底質の検討が進んでいないため未だ問題が残つているが，非整合面[3]・音響的層相などを足がかりに追跡し一応 An・Bn・Cn・Dn・En とした（Table 1）。陸上地質との対比は同じ理由から水野・海底地質調査技術グループ（1971），木村ほか（1975）らが示した男女海盆海域の音響的層序に従がい，An・Bn 層は第四紀，Cn 層は鮮新世，Dn・En 層は中新世後期以前としておく。対比にあたつては交差する測線での音波探査記録を比較し，音響的層相や非整合面の深さなどを検討した。

Table 1 音響的地層区分

九州西方	対馬・壱岐周辺	五島列島周辺	男女群島・甑列島
An	Af	Ag	Ad
Bn		Bg	Bd
Cn	Cf	Cg	Cd
Dn	Df	Dg	Dd
En	Ef	Eg	Ed

九州西方 桜井・永野

2. 大陸棚の構造

壱岐・対馬の南西方，すなわち五島列島北西方の大陸棚は褶曲，断層によつて変位変形を受けた En 層が基盤（以下 En 層を基盤という）として横たわつており，五島列島・北九州沿岸付近の海底に露頭となつている（Fig. 4）。基盤の深さは東五島陸棚谷群海域で浅く，これより西の海域に向つて深まつている。東五島陸棚谷群海域の基盤の顕著な変位変形は第1五島堆にみることがで

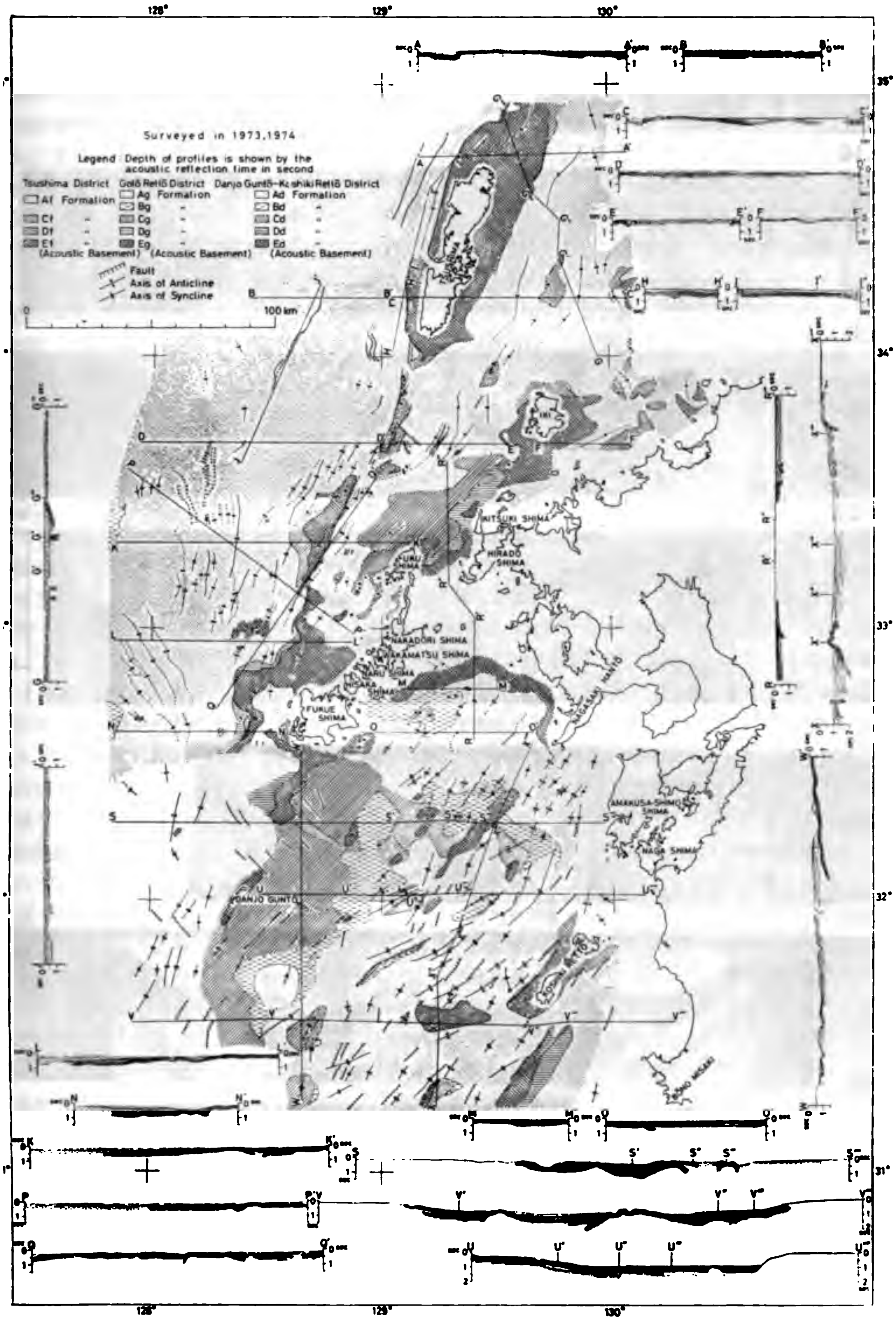


Fig. 4 海底地質図（永野ほか, 1976)

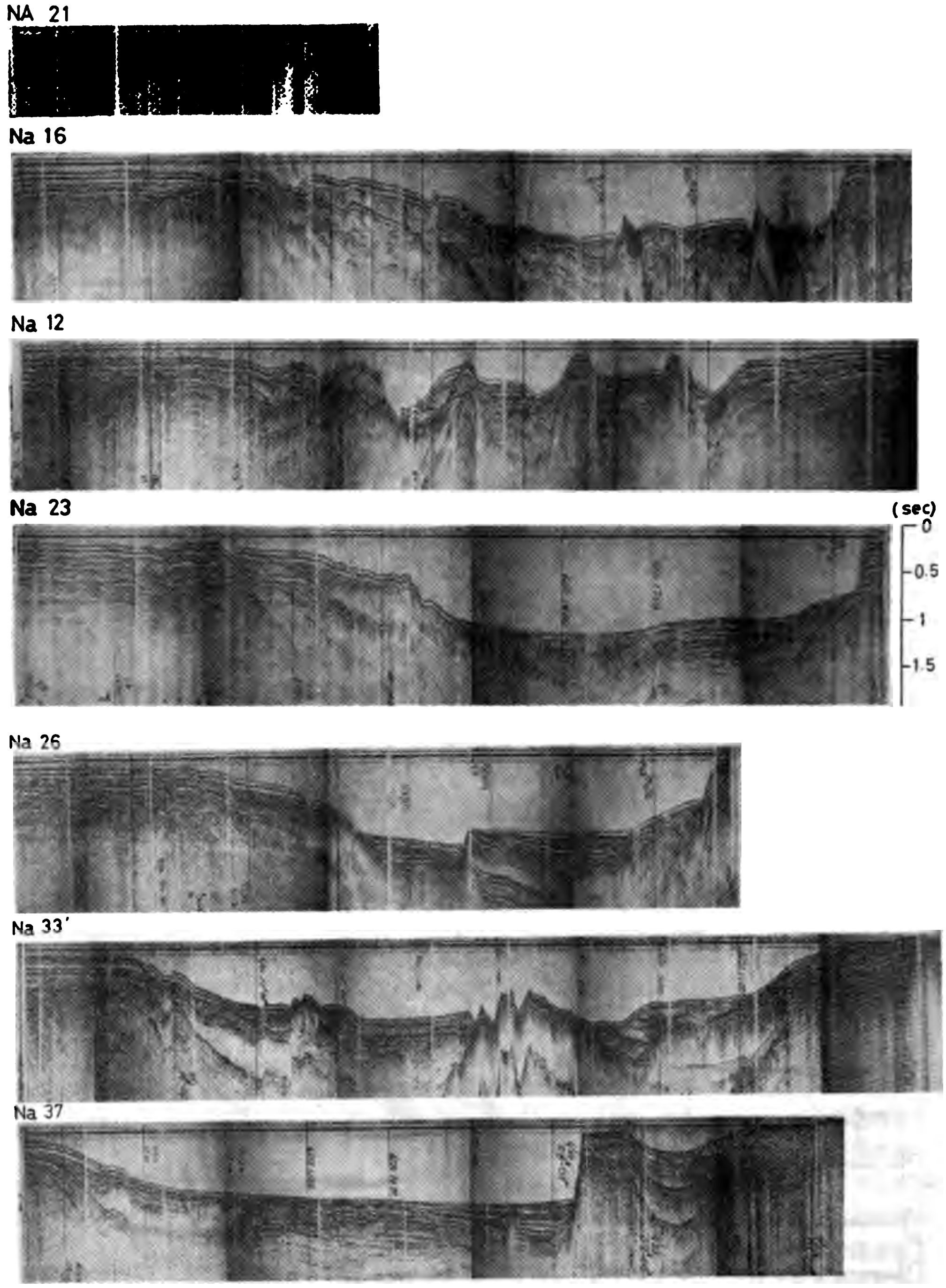


Fig. 5 音波探査断面記録

き，西ないし南西方に緩かに傾く地塊あるいは褶曲構造とみられる。同堆の東縁を形成する NNE-SSW ないし NE-SW の東落ち断層は対馬の西縁から南にのびる NNE-SSW の西落ち断層と同一線上にある。基盤の深まる西の海域は Dn 層の堆積盆となつており，平滑で強い反射を示す不透明層を上面として東五島陸棚谷群海域の基盤にアバットしている。Dn 層上にはデルタの前置層状の堆積形を示す Cn 層が概ね西から東に向つて堆積しており，Dn 層をオーバーラップして第1五島堆あるいは五島列島沿岸部の基盤に直接アバットしている。Cn 層の上にはこれと全くよく似た音響的層相を呈する Bn 層が堆積しており，局地的に上下2層が斜交したり境界面が海底谷状に起伏している（Fig. 5，NA 21）。境界面の連続性は余りよくない。Bn 層の上面にも海底谷状の起伏が刻まれ，西・中央五島陸棚谷群流域で比較的明瞭であり，下流に向つて深さを増している。Bn 層の上には最上位層である An 層が覆い，西・中央・東各五島陸棚谷群によつて刻まれている。その谷線方向は海底地形にみられるとおり NE-SW, NNE-SSW, ENE-WSW, NW-SE, N-S などを示すが基盤など下位層の地質構造との関係は東5島陸棚谷群海域の一部を除いて未だ明確でない。

西五島陸棚谷群の南に広がる大陸棚海域は基盤の深まりによつて特徴ずけられる(Fig. 6)。五島列島を含む同列島北西海域の基盤として広く分布していた En 層は西五島陸棚谷群の左岸付近を境として深まつており，この境界は五島列島福江島の南西縁すなわち福江海盆の北東縁から五島海底谷へと南東にのびている。一方基盤の高まりは福江島から男女群島付近，同群島南方へと連続しており，東海大陸棚外縁下の基盤を形成している。この高まりは台湾・宍道褶曲帯（EMERY *et al.*, 1969）の一部とみられるが単に大陸棚外縁隆起帯（木村ほか, 1975）と呼んでおく。これらの基盤は NNE-SSW, NE-SW の褶曲あるいは断層をうけ，さらに NW-SE の断層を蒙つており，男女群島付近では NE-SW，同群島の北西および南西方では NNE-SSW が優勢である。大陸棚外縁隆起帯の西側には Dn 層が堆積しており同隆起帯の基盤にアバットしている。この層は隆起帯周辺で強い反射を示す不透明層を伴なつており，福江島南方縁辺では基盤とともに上昇する傾向がみられる。しかし平均的な深さは約 0.6sec[4] でありほぼ平坦な堆積形態を示す。男女群島の南には Dn 層を下刻した顕著な埋積谷がみられ，基盤の NE-SW, NW-SE 方向の向斜あるいは断層に従いながら大陸棚外縁隆起帯を越えて沖縄舟状海盆に消えている（Fig. 5，Na 23)。比較的水平な穏かな堆積構造を示す Dn 層とは対照的にデルタの前置層状を示す Cn 層が同層を覆つて堆積している。男女群島付近など基盤の高まりには直接アバットしており，基盤の深いところでは大陸棚外縁隆起帯を越えて沖縄舟状海盆に達している。前置層状の堆積層のため非整合状の堆積関係は数多く見られるが比較的顕著な局地的の埋積谷を伴なう不連続面が Cn 層面である。この面は沖縄舟状海盆へ向つて深くなるように見えるが未だ明確ではない。とくに西五島陸棚谷下流・福江海盆海域では音響的層相が半透明状で乱れており追跡が難しい。Cn 層の上には Bn 層が Cn 層と同様前置層状の堆積形態をとる。上面は侵食かつ平坦化されて An 層に覆われているように見えるが不明瞭である。大陸棚外縁隆起帯に沿つて海底表面まで切る小断層が分布しており小さな起伏を形成している。しかし規模が小さいため走向は判らない。男女群島西方にあるほぼ NW-SE の小凹地は基盤の同一方向の断層あるいは向斜構造上にあり，福江海盆内の小凹地も同方向の基盤の断層線上にある。

平戸島から坊ノ岬沖に至る九州西岸沖の大陸棚の構造は音響的な地層区分が困難であり明確になつていないのでここでは触れないことにする。

3. 沖縄舟状海盆の構造

先ず大陸斜面の構造からみていくことにする。

大陸棚外縁隆起帯を構成する基盤は大陸斜面で急速に深さを増し舟状海盆底に没している。男女群島付近から南方の大陸斜面海域では大陸棚外縁隆起帯に沿つて成層に乱れのみられる半透明層が最下位層を構成しており，東海大陸海域に追跡するとほぼ Cn 層下部または上部の層準にある。これを一応 Cn 層としておく。この層の上面は平坦化された形跡がみられ男女群島沖では 0.4~0.5sec の面を形成し南方に向



Fig. 6 男女海盆付近の基盤とその断層
1：基盤（深さ0.6sec より浅いところ）
2：基盤の断層（上位層の顕著な変位から推定された断層も含む）
3：大陸棚外縁
4：海盆
5：堆・海丘

い深さを加えながら変形している（Fig. 5，Na 23)。Cn 層を覆つて前置層状の Bn 層が大陸棚側から海盆底に向つて堆積しており顕著な非整合を示す。第1・第2男女海丘は Cn 層以下の強い変位変形によて形成されている（Fig. 5，Na 33)。Bn 層を覆つて An 層が薄く堆積しているが男女群島南方の大陸斜面基部付近には比較的厚い堆積がみられる。

福江海盆の前面にあたる大陸斜面は Cn 層が最下位層を構成しており，大陸棚外縁隆起帯の基盤の高まりを越えて沖縄舟状海盆底に達している。この層を覆つて Bn または Cn 層が堆積しているが基盤の高まり付近から中笠山堆付近までは著しく傾斜する前置層状の堆積形態を示し，男女群島北縁付近から五島海底谷左岸に達する広がりを見せる（Fig. 5，Na 16)。中笠山堆付近から下方は斜面にほぼ平行して堆積し強い反射を示す顕著な不透明層を局地的に堆積している。五島海底谷は基盤の NW-SE の向斜または断層に沿つて形成されており，谷頭に近い大陸棚外縁隆起帯では谷底に基盤が露頭となつている。男女海底谷群は NE-SW および NW-SE の断層に沿い屈曲しながら An～Cn 層を下刻している。

沖縄舟状海盆の北縁にあたる五島列島・天草下島沖間の大陸斜面には基盤の NE-SW の顕著な褶曲あるいは断層によつて構成された高まりが並走しており，その露頭は中笠山堆，三宝曽根，鯵曽根，天草海丘などを中心とする堆・海丘列を形成している（Fig. 5，Na 12)。これらの基盤の構造は何れも南東側に断層があり北西側に傾動する。南縁はほぼ東西線上にあり海盆底下に急に没しているが北側は五島列島，西彼杵・長崎半島などに囲まれる海域の基盤を構成しながら沿岸部に露頭となつている。基盤の向斜部には堆積層があり Bn あるいは Cn 層として追跡できるが層厚も薄くなり明確でない。

天草下島沖から甑列島沖にいたる大陸斜面は大陸棚の基盤を構成する En 層が急傾斜で落ち込み，大陸

棚外縁付近でこれにアバットする上位層も基盤とともに断層を伴ないながら撓曲している。上位層の地層区分は判らない。甑列島南部の下甑島の西側斜面は基盤が露頭となつており，An・Bn・Cn 各層が斜面基部にアバットしている。

宇治群島地塊は En 層を基盤として上位層を堆積し南東に傾動する地塊である（Fig. 5，No. 37）。北西側には NE-SW の顕著な海底崖があり，基盤の露頭となつている。堆頂面は切頭されており北西縁に沿つて基盤，その南東側に上位層が露頭となつて並走している。

沖縄舟状海盆の甑海丘は基盤の露頭であり，東の下甑島の構成する基盤と連続している（Fig. 5，No. 33）。海丘は NE-SW の断層によつて小地塊化しており，基盤と同一変位変形をうけている堆積層が覆つているようにみえるが明らかでない。海盆底にみられるもう一つの基盤として男女海盆の北方，長崎海脚のほぼ延長上に尖塔状の露頭がある。海盆底ではこれら基盤にたいし An・Bn・Cn 層がアバットしており，このうち Cn 層は比較的不透明な層を含みながら最下位層を構成している。Cn 層内には比較的明瞭な非整合を示す堆積関係が見られるがとくに区分していない。東海大陸棚海域で区分された Dn 層は五島海底谷付近をのぞき沖縄舟状海盆内に追跡できていないので，その一部は Dn 層に相当する可能性がある。Cn 層上部は斑点状に連続する音響的層相を呈しながら Cn 層下部に漸移している。男女海盆南東縁の海底崖は ENE-WSW, NE-SW の断層崖であり Cn 層が露頭となつて現れている（Fig. 5，No. 26）。この断層崖を境として男女海盆下の地層は沈降している。小規模であるが似たような構造が男女海盆の北，五島海底谷川口の前面にもあり，断層崖を伴う小海盆を形成している。Cn 層を覆つて変位変形の小さく連続性のよい An・Bn 層が堆積しており男女海盆や宇治群島地塊の西方などに厚く堆積している。男女海盆の東および南方の An・Bn・Cn 各層は高角度の小断層群を伴ないながら NE-SW の緩かな褶曲を構成しており，その中間にあたる男女海盆・甑海丘間海域では ENE-WSW よりの方向をとる。

V. 2・3の考察

地質構造の一般走向　この海域の地質構造の一般走向は NNE-SSW, NE-SW, ENE-WSW, NW-SE の4方向に分けられる。対馬方向とも云うべき NNE-SSW は対馬および同舟状海盆付近，中央および東五島陸棚谷群下流域付近，男女群島北西および南西方の基盤の構造などに見ることができる。これらは対馬から男女群島南方にわたり NE-SW, NW-SE, ENE-WSW の構造を介在しながら帯状にのびている。海底地質調査グループ（1974），桂・永野（1976）らの推定あるいは設定した対馬・五島構造線はこの構造の一部である。2番目の NE-SW は五島列島の方向で代表される。何れも基盤の強い褶曲・断層に伴なう構造方向であり，東五島陸棚谷群上流域（第1五島堆付近），五島列島，男女群島など東海大陸棚外縁隆起帯北端部を構成するもの，甑列島，宇治群島地塊など沖縄舟状海盆北部の西縁を画する雁行構造を構成するもの，中笠山堆，三宝曽根，鯵曽根，天草海丘など沖縄舟状海盆北縁の基盤を構成するものなどに見られる。これらは沖縄舟状海盆北部の地質構造に深い関係が考えられる3番目の ENE-WSW は男女海盆付近，東五島陸棚谷群中流域付近に認められる方向である。とくに男女海盆を包含する沖縄舟状海盆北部海域では男女海盆海域の地形的な長軸方向，甑海丘と下甑島をつなぐ基盤の走向，男女海盆の南縁を形成する断層崖の走向などに見られ，この海域を理解する上で重要な方向である。最後の NW-SE は西五島陸棚谷群，五島海底谷，中央五島陸棚谷群上流域などに見られる方向であり，前述の基盤の一般走向 NNE-SSW, NE-SW にほぼ直交する断層として存在している。褶曲構造などに平行するものと異なりやや不鮮明であるが西五島陸棚谷と五島海底谷を結ぶ線は顕著である。

五島海底谷の発達過程　推定を加えながら判った範囲内で五島海底谷ができ上るまでの経緯を辿つてみる。中新世後期までの間に基盤の高まり（大陸棚外縁隆起帯）が五島列島・男女群島海域に形成され，その西側の海域には比較的穏かな環境の下で Dn 層が堆積した。その後男女群島の南では Dn 層の一部が侵食を受け始め，谷が基盤の NE-SW, NNE-SSW, NW-SE 構造に従つて形成された。まだ明確ではな

いが五島海底谷の谷頭付近，第3男女堆付近でも谷が形成され沖縄舟状海盆に向つて開口していた可能性が高い。鮮新世になると大陸側から東海大陸棚海域へ供給される堆積物の量は急激に増加し，Cn 層が顕著なデルタの前置層状に堆積した。明確になつていないがその後この海域は侵食の場になつた可能性が高く．Cn 層上面には谷が形成された。五島列島海域の基盤が深かまつている西五島陸棚谷流域の侵食は顕著であり，Cn 層堆積後のみなず堆積中を通じて侵食を受けていた可能性もある。中央五島陸棚谷群海域も同じような環境にあつたが東五島陸棚谷群海域の基盤の一部は陸化していた。Bn 層時代に入ると再び堆積の場となり，Cn 層と同様著しい前置層状の堆積層を形成した。Bn 層堆積後この海域は再び侵食の場となり陸棚谷群流域に谷を形成したが，とくに西五島陸棚谷を通じての侵食・運搬・堆積作用は活発であり，川口の基盤の高まりの内側には福江海盆の凹地を形成したり，同基盤の高まり付近から大陸斜面上部一帯にかけて前置層状の堆積層を形成した。福江海盆の原形は Cn 層時代にすでに存在していた可能性もある。基盤の高まり上に笠山堆，第1～3男女堆などが形を現したのはこの頃であろう。An 層時代に入つて土砂の供給は激減した。しかし構造運動は五島海底谷を NW-SE に侵食する構造的な下地（断層）を形成し，五島海底谷は福江海盆を介して供給される堆積物を運搬する通路となり侵食された。

男女海盆の構造 男女海盆付近の構造に深い関係をもつ走向として ENE-WSW をすでに指摘した。男女海盆は鮮新世の Cn 層を堆積したあと顕著な断層崖を形成した ENE-WSW, NE-SW, および同海盆中央部に推定される NW-SE 方向に支配されながら沈降したと考えられる。今筆者らは男女海盆が①中笠山堆，三宝曽根，鯵曽根などの堆，海丘群が形成する沖縄舟状海盆北縁の ENE-WSW の隆起帯と甑海丘・下甑島が形成する同方向の隆起帯の間にある沈降帯，②沖縄舟状海盆北部の主軸方向にみる NNE-SSW の沈降帯，③西五島陸棚谷，福江海盆・五島海底谷をむすぶ NW-SE の向斜あるいは断層など，各沈降帯が重なり合う位置にあることに注目している。

謝 辞

この調査は海上保安庁水路部の基本計画の一環として行なわれた。本文の終りに当り，この調査に広く関係された方々，日夜を分たず作業の遂行に努力を傾けられた水路部測量課，測量船明洋，測量船昭洋の各位にたいし心から敬意を表したい。また本文をまとめるに当り，原稿を読んで頂きかつ丁寧なご意見を頂いた岩淵義郎博士，多分のご理解とご討論を頂いた杉浦邦朗博士，本報告の機会を与えて下さった川上喜代四博士に対し心から感謝の意を表したい。

文献および注

EMERY, K. O. *et al.* (1969) : Geological Structure and Some Water Characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea. *ECAFE, CCOP, Tech. Bull.* **2**, 3–43.

加賀美英雄・奈須紀幸・新野 弘 (1971) : 東支那海の海底地質，地学関係5学会大会シンポジウム資料，81–87.

海底地質調査グループ (1970 a, b, c) : 九州西方甑島周辺海域の海洋地質調査．地質ニュース，**186**, 26–36. **188**, 12–20, **190**, 1–20.

海底地質調査技術グループ (1974) : 五島・対馬周辺海域の海底地質調査研究の概要．地質ニュース，**233**, 1–18.

桂 忠彦・永野真男 (1976) : 九州北西海域の海底地形と地質構造運動．*Jour. Oceano. Soc. Jap.* **32**, 139–150.

木村政昭・広島俊男・井上英二 (1975) : 東シナ海の地質構造．海洋科学 **7**, **1**, 45–51.

永野真男ほか (1976) : 九州西岸沖の海底地質．水路部研究報告 **11**, 1–38.

奈須紀幸・加賀美英雄 (1970) : 長崎県西方海域海底調査報告．東大海洋研海底堆積部門，8 p.

WAGEMAN, J. M., T. W. C. HILDE and K. O. EMERY (1970) : Structural Framework of East China Sea and Yellow Sea. *Am. Assoc. Petro. Geol. Bull.* **54**, 1611–1643.

1) 海盆・堆の水深は今回の調査による．

2) 形成過程から見た場合，西五島陸棚谷は男女群島・五島列島間において沖縄舟状海盆に開口する

と考えた方がよいかも知れない.

3) 陸上侵食を蒙つていることが明白な場合の"不整合"と区別し, 非整合と呼ぶことにする.

4) 音波が往復するのに必要な時間, 水中音速のとき 1 sec≒750 m.

(1976年8月16日受理)

地学雑誌 85, 6 (1976)

日本列島と朝鮮半島の相互雨蔭作用

鈴　木　秀　夫*

Mutual Rain Shadow Effect between Japanese Islands and Korean Peninsula

Hideo SUZUKI*

I. はじめに

下関から関釜フェリーに乗つて翌朝釜山に着くと，世界が一変するのに驚く。もちろん隣国であるから共通点も多いことは当然であるが，地理学者の眼には異なつているところの方が強く意識される。

その違いは，ひとつには，朝鮮半島が，その背後に連らなる広大な大陸文化圏につながるものだという実感と，もうひとつは，ほとんど急に変つたとも思える山容の違いである。

大陸の文化圏といつた場合，その大陸ということばには乾燥というひびきがあつて，基本的には風土の違いを感ずることであり，また山容の違いは，地殻運動の歴史の違いもさることながら，そこには気候環境の違いもあることを思わせる。

文字通り一衣帯水の朝鮮海峡を越えただけで，気候環境が急変するということは，やや考えにくいことである。しかしながら，かつて筆者は，冬の季節風の吹走時に，九州は朝鮮半島の蔭になるために雪がほとんど降らないことを示したが（鈴木，1961 a），その反対に太平洋からの風が吹く時には，朝鮮半島は日本列島の蔭になつてあまり雨が降らず，毎日の天気図の上で，一つの低気圧が中国からやつてきて朝鮮をすぎ，日本を通つて東方海上に抜けるのを見る時，一見同じような天候推移を朝鮮と日本が経験するかのごとくであるが，実は，少くとも雨の降り方には相違があり，そのため近距離にあつても両方の気候環境はかなり異なつているということもあるのではないかと考え，若干の基本的作業をしてみたので，ここに報告してみたいと思う。

* 東京大学理学部地理学教室　University of Tokyo

II. 降水の季節推移

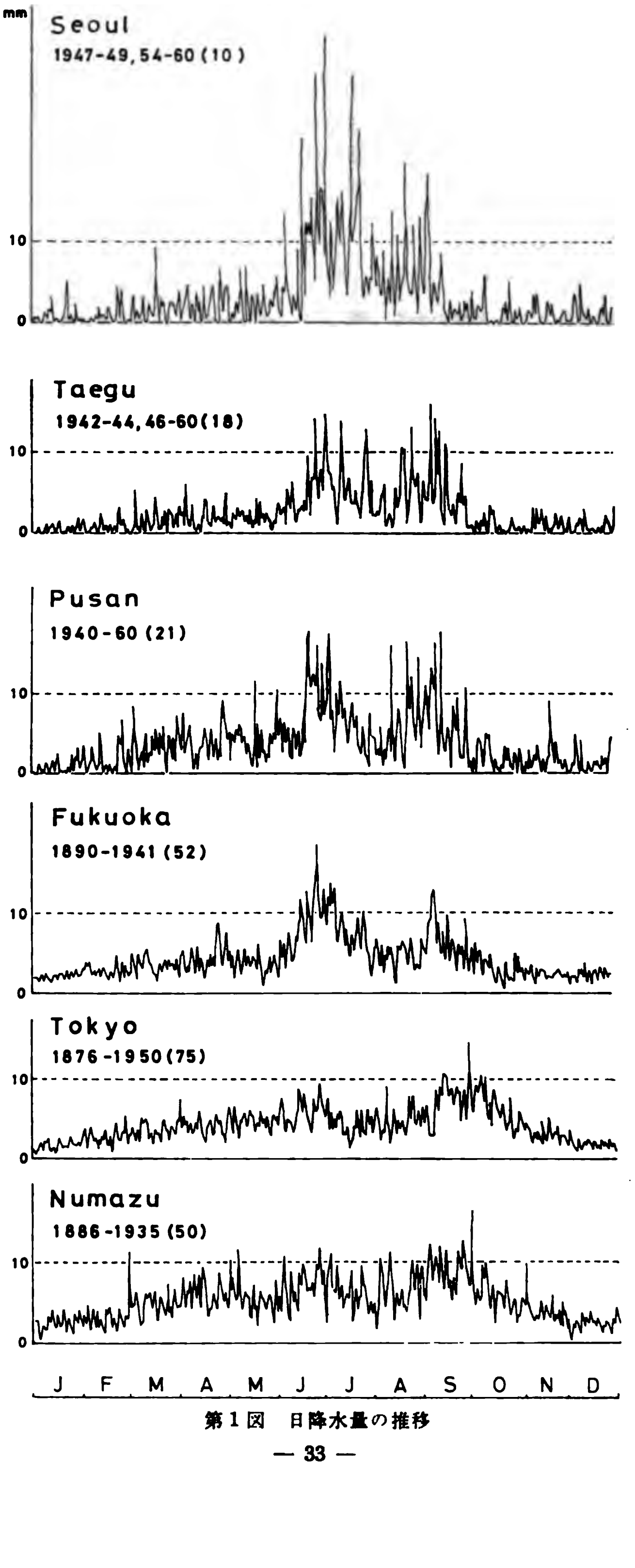
多田・大矢（1970）は，韓国の山地の各所でみられる岩塊流の成因が，降水の季節配分にあるのではないかと考え，年降水量に対する各月の降水量をパーセントで示して，ソウルでは，夏季における雨の集中が著るしいことを示している。

まず，この，降水の季節配分というもつとも基本的な要素を，日別に調べてみたものが第1図である。多田・大矢が指摘したような，雨の夏季集中の状況を明瞭にみることができる。

注目すべきことは，ソウルにおいては，ほとんど一つのピークとなつている降水量の山が，大邱，釜山，福岡，東京などはいずれも二つのピークを持つていることである。このピークが，梅雨前線あるいは秋雨前線と呼ばれるポーラーフロントの通過によるつておこるもので，ソウルがほぼその北上の限界に近いために一つのピークになつているものであることは，ただちにわかる。

問題は，そのほかの季節であり，ソウルの場合，夏以外には，ほとんど雨が降つていないということに注目される。ソウルの統計は10年にすぎず，そのため，10年平均では降水量0となることが多いということはある。それは同時に，夏のピークが他よりも高めに出ているということでもある。

統計期間が揃わないから，厳密な議論にはならないけれども，たとえば，沼津のカーブが，0からはるかに離れたところで終始しているとくらべれば，ソウルでは夏以外の雨は少ないということ


mm
Seoul
1947-49, 54-60 (10)
10
0
Taegu
1942-44, 46-60 (18)
10
0
Pusan
1940-60 (21)
10
0
Fukuoka
1890-1941 (52)
10
0
Tokyo
1876-1950 (75)
10
0
Numazu
1886-1935 (50)
10
0
J F M A M J J A S O N D

第1図　日降水量の推移

は認められるであろう。

そうであるとすれば，先にのべた朝鮮半島では低気圧が横切つても，あまり雨が降らないのではないかという考えが確からしくなつてくる。すなわち，朝鮮半島には，前線性の雨はあつても，低気圧性の雨——これは多くは地形性の雨である——は少ないのではないか。

III. 地形性降雨について

中緯度低気圧は前線を伴うことが多いから，低気圧接近によつて前線性の雨も降るが，少くとも日本の場合（鈴木，1961 b）多くは低気圧の中心に向つて移流する空気が山地をのぼつて起す地形性降雨が主体となる。

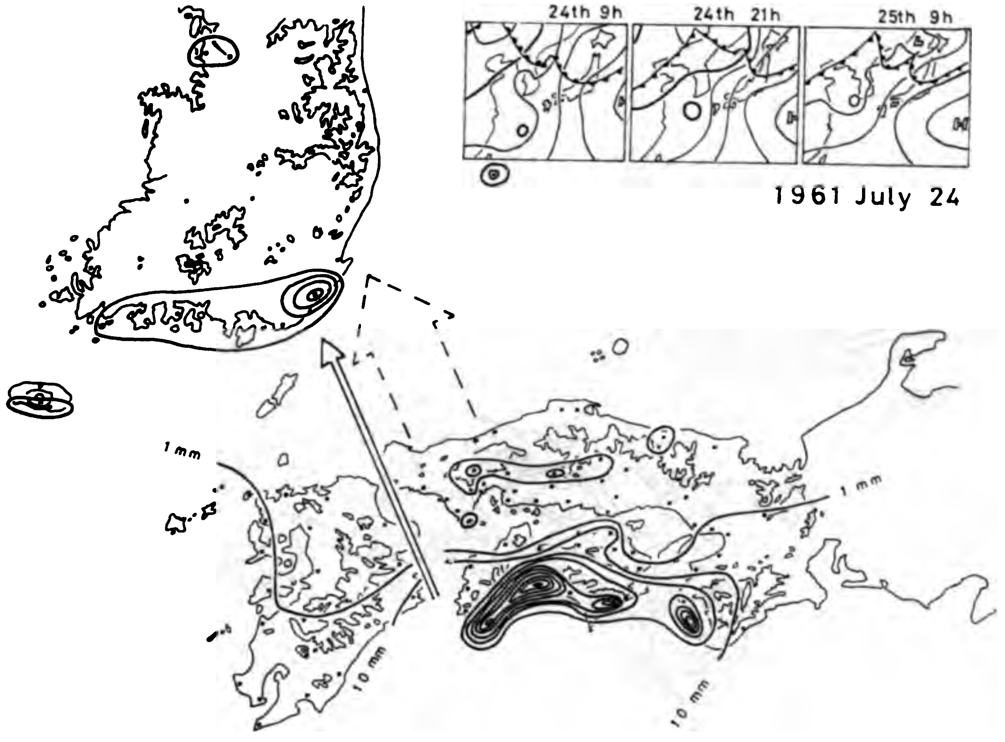
前線の影響を除くために低気圧が黄海付近にあつて，南東の気流が吹きつづける場合の雨の降り方を調らべてみる。このためには，日別の降水量が必要であるが，全国の日降水量を集めた資料は，日本では1964年まで気象庁の全国気象旬報があり，韓国では1964年までは十数点，1965年以降は百数十点が中央観象台の月報にある。したがつて，1964年までの5年間にわたり，気象庁の天気図により南東流が吹走した日の日降水量分布図を作成した。

降水量を計る24時間のうちに気圧配置は変化することの方が一般であるから，日降水量分布図には，複数の気圧配置を反映することが多いが，そのなかで，もつとも明瞭に地形の影響が認められる例をいくつか示してみたい。

第2図は台風が黄河に入つた日の分布図である。朝鮮半島の南東部に雨が降つていないのは，そこが日本列島の蔭になるためと考えられる。その状況を破線の矢印で示した。南西部は日本の蔭を脱するために多量の雨を受けているもので，この例では，台風の中心部が半島南西部にかかつているためともみられようが，台風が黄海に入つて



第2図　南東風吹走時の日降水量分布（台風の場合）図中の点は観測地点．以下同様．



第３図　南東風吹走時の日降水量分布（熱帯性低気圧の場合）

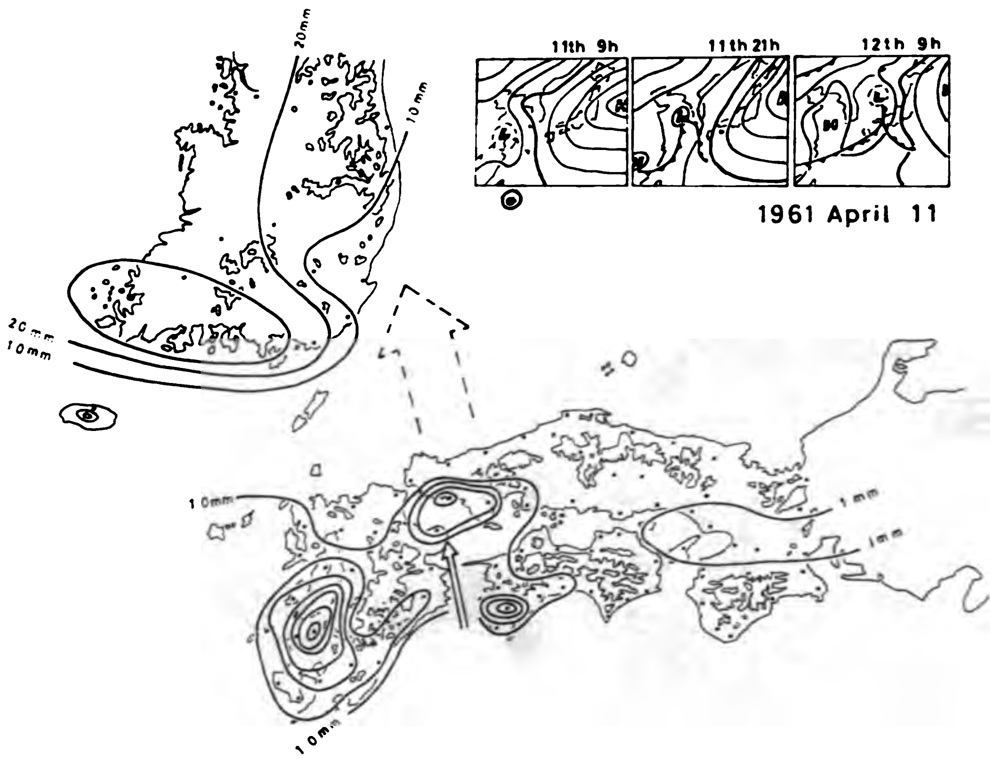
も朝鮮半島に雨があまり降らないということは，作業をした限りは一般のようであり，少なくとも日本の地形性降雨の研究によれば(鈴木，1961b)台風の雨はすべて地形性降雨が主体であり，中心部の上昇気流による雨というのはとくに認めることはできない。

第３図は，弱い熱帯性低気圧が黄海に入りかかつた場合で，この図からも，降雨に関係するのは低気圧の中心の位置そのものよりも，気流の方向と地形であることがわかるであろう。この場合も，全体としては，朝鮮半島は日本列島の蔭になり，関門海峡を吹き抜けた風によつて，蔚山，釜山などで部分的に降水が多くなるところがある。この吹き抜けの例は，他の日にも認められた。

第４図は，さに低気圧が中国からやつてきて朝鮮半島を横切つて東へ抜けた場合である。上に述べたように低気圧には前線性の雨も伴うから，降水が０になつたところはないけれども，低気圧前面の南東気流による地形性降雨が主体で，そこには，第２図の台風の例でみたように，南東部に日本列島の雨蔭作用を認めることができる。この例は，天気図でわかるように，南成分が強かつたから，朝鮮半島の南西部は島蔭にならないで雨が多かつたが，東成分が強くなると，半島南西部も蔭に入り雨は少なくなることが，他の例でも認められる。

以上は，南東気流の卓越した時の調査であるが，他の気流の時にはもちろん朝鮮半島にも雨が降る。しかし，南東の方向は巨大な水の供給源である太平洋であり，その方向からの風が，あまり雨をもたらさないということは，注目すべきことである。いうなれば，朝鮮は，日本海・黄海という大きな内海につきでた半島で，四国の南岸と瀬戸内にみられるような差が，もつと大規模に日本列島と朝鮮半島の間にあるわけである。

朝鮮半島は，しかし，南に向つて大きく開いて



第4図　低気圧が横断した時の日降水量分布

いるここから，太平洋気団よりも一層湿潤な赤道気団が大陸とフィリピンの間を抜けて湿舌として侵入することがある。その時期は，夏で，その時，梅雨前線はソウルか，もう少し北にまで達していて，そこにその湿舌が乗りあげて，豪雨をもたらす。主として太平海気団が関与する東京の梅雨とくらべて，ソウルの梅雨——チャンマと呼ばれる——の雨量が多いことは，これによるのであろう。

IV. 冬の雨について

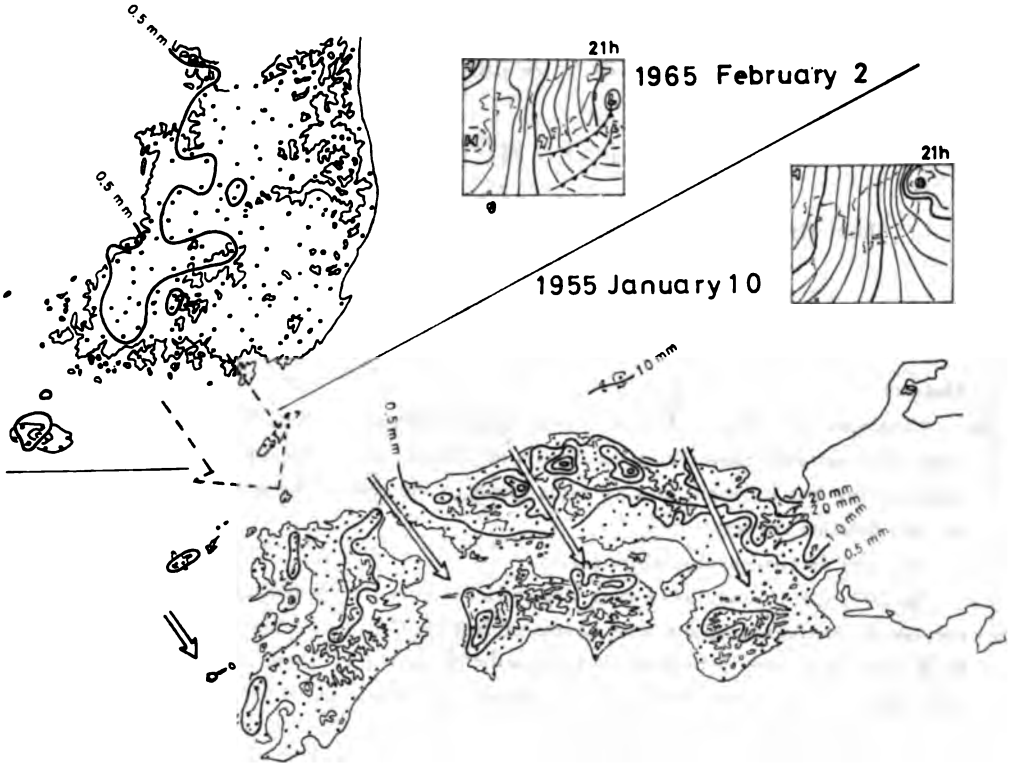
反対に，朝鮮半島の方から日本に向って風の吹く場合については，すでに日本側について報告したが，朝鮮半島とあわせてもう一度考察してみよう。

上に述べたように，1965年以降は，韓国の資料報告は飛躍的に多くなるが，日本側では全国気象旬報が廃刊されて，資料が得にくくなっている。そのため，同じ日の分布図を作成することができなかったが，同様な天気図を持つ日の例を併列したのが第5図である。両日とも西高東低が発達した時で，少くとも天気図上では前線の通過もなく，24時間以上北西の季節風が吹きつづいている。

朝鮮半島の西岸に降水——おそらく雪——があることに注目される。いくつかの例を調べてみると，この西岸の降水は一般的でなく，季節風の強いときだけに限られるようにみえる。第1図をみても，ソウルの冬は無降水の時がしばしばある。

この朝鮮半島西岸の降水は黄海からの水蒸気によるもので，それによって同じく済州島の西岸，五島列島，薩摩半島に降水がみられる。すなわち，第5図は，薩摩半島が朝鮮半島の蔭から脱した時の例で，ひと冬に多くても数度程度おこる現象である。

朝鮮半島の蔭の東側の限界は，第5図にみられるように山口県の中部にあり，山口県の日本海側



第5図　西高東低の発達した時の日降水量分布図

の西半は降水のないことの方が一般的である。

関門海峡を抜けた風が宇和島付近に降水をもたらすこともすでに指摘してあるが，このことから，第3図のような逆方向の吹き抜けも了解されるであろう。

V. 要約と結語

以上の数例によって，日本列島と朝鮮半島は，相互に雨蔭作用を及ぼしていることが疑いないと思う。一般に気流の方向は刻々に変化しているから，例に示したような分布が日降水量のなかにしばしばみられるということではないが，この雨蔭作用は前線性降雨および南から湿舌の侵入以外のほとんどすべての雨に関係しているはずであり，その総和として，第1図に示したような，朝鮮半島における，雨の著るしい夏季集中という結果になっていると考えることができる。

日本列島と朝鮮半島は，このように，近距離にありながら，気候学的には，かなり異なっているということができる。その結果としての地形の違い，さらに文化の違いは，興味深いテーマであり，次には，これらのことについて研究が進展することが望まれる。

この研究には，昭和49年・50年度の文部省科学研究費（日本列島と朝鮮半島の比較地形学的研究）の一部を使用した。また，資料は，気象庁地方気象台，測候所および大韓民国中央観象台の出版物および，一部，手書き資料によった。これらの利用にあたって，関係各位にお礼を申し上げたい。

引用文献

多田文男・大矢雅彦(1970)：韓国でみられる岩塊流．東北地理，22，161.
鈴木秀夫(1961a)：冬型降水の及ぶ範囲について．地理学評論，34，321-326.
鈴木秀夫 (1961b)：日本の地形と降水量分布．地理学評論，34，430-437.

(1976年6月25日受理)

地学雑誌 85, 6 (1976)

マラッカ・シンガポール海峡の共同水路測量(続)

川 上 喜 代 四*

Joint Hydrographic Surveys in the Straits of Malacca and Singapore (Continued)

Kiyoshi KAWAKAMI

Abstract

Continued from No. 3, Vol. 82 (1973) of this Journal in which the outline of the Joint Hydrographic Surverys in the Straits of Malacca and Singapore up to the 2nd detailed survey was reported, an account is given to the rest of the project, i.e. the 3rd and 4th detailed surveys.

(4) 3rd detailed hydrographic survey.

In 1973, the 3rd detailed survey was carried out in the areas shown in Fig. 1. As the result, uncharted shoals with depths of less than 23 metres were revealed to exist 10 in Area IV-A and 16 in Area IV-B. Furthermore, out of those shoals with depths of 23 metres charted according to ships' reports, 11 were confirmed not to exist.

(5) 4th detailed hydrographic survey.

In 1974, the survey was conducted in the areas shown in Fig. 2 and Fig. 3. uncharted shoals with depths of less than 23 metres were revealed to exist 2 in Area IV-D, 3 in Area IV-E and 14 in Area V. In Area IV-D, existence of a sunken wreck was confirmed, while in Area V, 3 charted shoals were confirmed not to exist.

* * *

It is remarked that the results of the Joint Hydrographic Surveys were all adoped on the nautical charts published by the Hydrographic Department of Japan.

I. はじめに

マラッカ・シンガポール海峡の共同水路測量は，昭和44年1月に開始された予備測量を皮切りに，昭和49年から昭和50年にかけて行なわれた第4次精密調査を最後として完了した。調査開始までの経緯から第2次精密調査までについては先に報告[1]したので，それ以後の調査について報告する。

II. 第3次精密調査

第1次および第2次精密調査で，予備調査の結果差し当り行なう必要があると判断された海域の調査は終了したが，その結果として共同測量班はさらにシンガポール南方，シンガポール海峡東口の北方およびマラッカ海峡西口のワン・ファザム堆付近の調査が望ましいという見解を示したので，日本が代表してそれらの調査を追加することを会議で提案した。勿論技術者間では何等の反対はなかつたが，外交手続は決して簡単な問題ではなかつた。なぜならばそれはこの共同測量の基本となつており，4か国の間で調印された「了解覚え書」[2]にない事を行うという事なので，改めて新しい「了解覚え書」を作成して調印するか，「了解覚え書」を修正するかが必要であつた。長い外

* 前海上保安庁水路部長

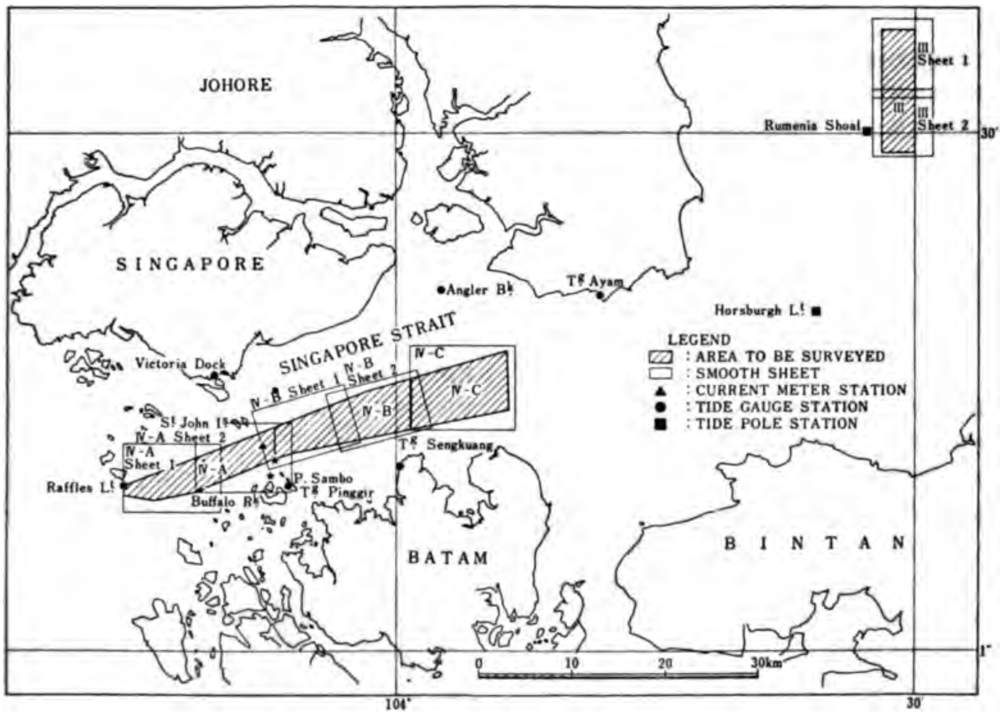


Fig. 1

交交渉の結果。プロトコール方式で「了解覚え書」の一部を修正することで合意され，合意文書が４か国政府間で署名されたのは第２次精密調査が終了してから１年以上もたった昭和48年９月であった。

外交手続が終れば技術者間にはややこしい手続上の問題はなく第３次精密調査は早くも11月４日から開始された。この調査で対象とされた海域は第１図に示した Rumenia Channel (第Ⅲ海区)，シンガポール海峡の第Ⅳ海区のＡ区からＣ区までである。シンガポール海峡の第Ⅳ海区のＡ区からＣ区までは昭和49年２月末までに測量は終ったが，第Ⅲ海区の Rumenia Channel では季節風が弱まった昭和49年３月から５月にかけて測量を行なった。資料整理は現地作業が全部終了した後，昭和49年５月から７月にかけて東京で共同測量班の手によって行なわれ，その成果は７月30日から８月１日まで同じく東京で開催された４か国の責任者会議で承認され，それぞれの国内手続を行なって11月18日同時発表された[8]。

今回の調査に当っての測量方法，使用機材は従前の通りであったが，シンガポール水路局がはじめて測量船マタイカン外１隻を参加させ，第Ⅳ海区Ａ区のチーム・リーダーとなったので，沿岸３国の水路部が全部チーム・リーダーと測量船(艇)とを出すことになった。参加者はシンガポールがチーム・リーダーとなった第Ⅳ-Ａ区ではインドネシア１名，日本１名，マレーシア１名，シンガポール14名，外に測量船乗組員，第Ⅳ-Ｂ区ではインドネシアがチーム・リーダーとなりインドネシア名17，外に測量艇乗組員，日本６名，マレーシア４名，シンガポール４名，第Ⅳ-Ｃ区ではマレーシアがチーム・リーダーとなり，インドネシア１名，日本１名，マレーシア３名，外に測量艇乗組員，シンガポール２名，第Ⅲ区は同じくマレーシアがチーム・リーダーとなり，インドネシア１名，日本１名，マレーシア３名，外に測量艇乗組員，シンガポール４名であった。日本側の参加者は総計９名で今迄のうちで最も少なく，専ら各チームで技術的援助を行うと共に，各チーム間の調整に

当た。

この測量の成果としては，第Ⅳ-A区で10カ所，B区で16カ所の現行海図に未記載の23m より浅い浅所が発見され，又船舶の報告によつて記載されていた23m より浅い浅所のうち11カ所が存在していないことが確認された。そしてそれらの成果によつて海図が訂正された結果，場所によっては大型船が安全に航行できる航路幅が800m も拡がつたところも出てきた。

III. 第4次精密調査

第3次精密調査が開始された時期において予備調査開始から既に4カ年を経過しており，最初の予想よりも相当長期事業になり，それに伴つてこの事業を政治的に利用しようという動きも感じられるようになり，また政府間海事協議機関(IMCO)でも航路安全のための分離航路の設定の基礎作業である水路測量が，何時までもかかることに対して不満の声も出てきたこともあり，一応の結着をつけることが賢明であるように思われた。第3次精密調査のための交渉の際に，第4次精密調査は従来のパターンである調査が終つて共同発表が行われてから次の調査の交渉をはじめるというのをやめて，現地測量が終つた時点で第4次精密調査に関する交渉を行い，資料整理が完了次第，第4次調査にかかり，また第4次調査では残る調査必要海域が多少広くとも全部調査して，一応この事業を終らせようではないかという提案をわが国が行ない，各国とも賛成していたので，第4次精密調査に関する交渉は昭和49年5月ジャカルタで開かれた。その結果シンガポール海峡の第Ⅳ-D区，E区は7月から10月まで，ワン・ファザム堆の第Ⅴ区は9月から12月まで測量され，資料整理は昭和50年1月から3月まで東京で行われ，4月15日から4月18日まで同じく東京で開催された4カ国の責任者会議でその成果は承認されたが，共同発表は沿岸国間の調整が遅れ，8カ月後の12月3日になつた[4]。

前回の調査で沿岸3カ国の足なみがそろつたが今回も全く同様な形で，3カ国からそれぞれチーム・リーダーが選ばれ測量船（艦）を参加させた。すなわち第Ⅳ-D区はシンガポールがチーム・

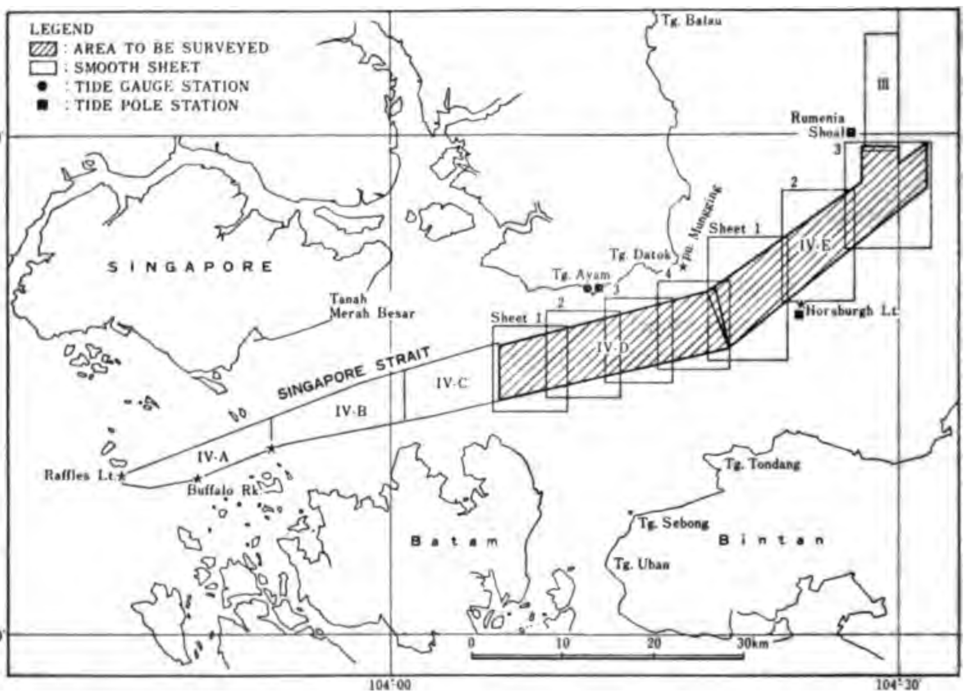


Fig. 2

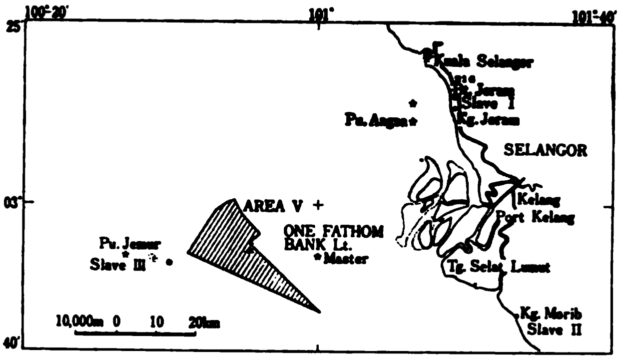


Fig. 3

ーとなり，インドネシア2名，日本1名，
ノア1名，シンガポール16名，外に測量船
第Ⅳ−E区はマレーシアがチーム・リー
とり，インドネシア1名，日本1名，マレ



測量原図に承認の署名をする各国代表
)パルジャマン・インドネシア代表，川上日
，ゴー・マレシア代表，タン・シンガポー
　昭和50年4月18日　於東京

1名，外に測量艦乗組員，シンガポール1
区はインドネシアがチーム・リーダーに
インドネシア27名，外に測量艦乗組員，日
マレーシア2名，シンガポール2名が参

査は最初に述べた通り，残りの部分を全
してしまうという立場に立った関係で，従
規模に比較すれば倍以上になつており，
故障もあつて測量班は非常に苦労したが，
完了することができた。その成果として
海図に未記載の23m以浅の浅所が第Ⅳ−D区において2カ所，第Ⅳ−E区において3カ所，第Ⅴ区おいて14カ所発見され，また第Ⅳ−D区において1隻の沈船が確認され，第Ⅴ区では3カ所の海図上の浅所がその不存在を確認された。

Ⅳ．マラッカ・シンガポール海峡の海図

マラッカ・シンガポール海峡航行のための海図は表に示した通り9図幅ある。共同水路測量の成果はこれらの海図に水路通報によつて採用され，そのあるものはこれらの成果によつて改版された。従つて現行海図はその刊行年月の如何にかかわらず精度がよくなり，この共同水路測量を開始した当時の海図とは比較にならない程その信頼度が高くなつた。しかし，一見してはほんどその相違が判らないのは誠に残念な様な気もする。

勿論共同測量成果はわが国の海図だけではなく，沿岸国であるインドネシア，シンガポール刊行の海図や，米国，英国の刊行する関係海図にも採用されている。

Ⅴ．今後の問題

共同水路測量の目的は，近代的測量成果によつて精密な海図を作成し，マラッカ・シンガポール海峡航行安全のための施策の資料を提供するにあつた。従つて測量が終り，海図が整備された以上，航行安全のための施策が行なわれなければならない。それには通航分離方式の採用，一定の大きさ以上の船舶の航行制限などが考えれる。そしてそれは昭和46年11月6日の沿岸3カ国の共同

関係海図一覧表

番号	図名	縮尺	刊行年月	図積
620	マラッカ海峡　付載　マライ半島東岸	1：885,000	昭19—5	全
623	チオマン島至リオー群島	1：300,000	昭37—2	全
624	シンガポール海峡	1：150,000	昭15—4	全
622A	マラッカ至シンガポール海峡西口	1：200,000	昭48—7	全
622B	ポート・クラング至マラッカ	1：200,000	昭48—10	全
636	バルハラ堆至ワン・ファザム堆	1：300,000	昭50—4	全
749	シンガポール海峡東口付近	1：75,000	昭48—6	全
750A	シンガポール海峡中部	1：50,000	昭43—6	全
750B	シンガポール海峡西部	1：50,000	昭47—5	全

声明[2]によれば沿岸3カ国のみから構成された協力機構の任務である。しかし3カ国間の意見調整は海洋法会議とのからみ合いもあり，また特に大型船の航行制限に対する利害の相違などもあつて既に何回かの関係会議，専門家会議が開かれているにもかかわらず進んでいない。しかしいづれは通航分離方式の採用，大型船通航規制が行われることは避けられないところであつて，わが国としては今からその対策をたてておく必要がある。

技術上の問題として残された一番大きな問題は経緯度の調整である。第1次精密調査で判つたマレーシア半島側とインドネシア側との測地系のづれは，海図の上において相互の関係位置が正しく示されず，従つて陸上物標による船位の測定上相当量の誤差を生ずる場合のあることを意味しているので早急に解決を必要とするわけであり，またこの解決を見ない限り電波標識を設置してもその効果を発揮できない。最近マレーシア政府とインドネシア政府との間で両測地系間の調整が実施されたという情報があり，これを機会に海図の改善を図るための作業について沿岸国はわが国に技術的，財政的援助を要望しているということである。しかしこれは大作業となるので十分な準備を必要とするものである。

海図とならんで航行安全のために必要な航路標識は全体としては十分でなく，殊にインドネシア側においてはその数，保守整備ともに必ずしも十分であるとは言い難い状況である。日本船舶振興会ではマラッカ海峡協議会を通じてインドネシア側の航路標識整備に協力することになり，昭和44年度には灯浮標5基，昭和45年度には灯台2基，灯標1基，昭和46年度には灯標2基，灯浮標3基，昭和47年度には灯台1基，昭和48年度には灯標2基，昭和49年度には灯標1基をそれぞれ建設寄贈すると共に，その保守整備に必要な設標船4隻，補給船2隻も寄贈された。しかしマラッカ・シンガポール海峡全体の安全のためには，通航のための電波航路標識の整備が必要であり，政府間の援助計画の一環として，本5月には日本から沿岸3カ国に予備調査団が派遣された。航路標識が整備されれば海峡通航中の船舶の位置測定精度が飛躍的に改善され，水路測量成果もより有効に活用しうることとなろう。

また大型船のこれら海峡の通航に当つてはその潮汐・潮流を知ることが安全のために必要なことである。今回の共同水路測量に当つては水路測量に必要な範囲内での潮汐・潮流調査が実施されたが，海峡全体を通じての長期間の体系的な潮汐・潮流調査は実施されておらず，それらの現象が十分正確に把握されていない。沿岸3カ国はポスト共同水路測量作業として日本側に協力を要請してくるとの情報もある。

VI. 共同水路調査を終って

最初に感じた事は水路測量の持つ意義が沿岸3カ国のみならず，わが国においても認識されたこ

とである。昭和43年筆者がはじめて沿岸3カ国の関係官を訪問した時，各国は極めて好意的に，また積極的にわが方の提案を受け入れてはくれたが，果して水路測量の持つ意義が十分に理解されていたかどうかは多少疑問があつた。しかし共同水路調査が進められて行く中に，水路測量の重要性が認識され，インドネシア水路部，シンガポール水路局の充実，マレーシア水路部の創設が見られ，既に述べた通り予備調査は日本が中心となつて行われたが，第1次精密調査ではインドネシアが中心となり，第2次精密調査ではインドネシアとマレーシアが，そして第3次精密調査以後はインドネシア，マレーシア，シンガポールがそれぞれチームのリーダーとなつて作業を行うことができた。水路測量をして精密な海図を提供することが如何に船舶交通の安全性と経済性を高める上に不可欠のものであるということはその仕事に従事している者以外には海事関係者にも仲々理解されず，まして一般国民には直接生活に結びついていないところからほとんど理解されない。しかしマラッカ・シンガポール海峡の航行安全問題が国際的にも国内的にもクローズアップされ，そのために水路調査が行われていることが報道されるにつれてその重要性が一般国民にも認識された。沿岸3カ国の急速な水路業務の充実はかかる背景のもとに達せられたものであろう。

次に4カ国相互の間に深い友好と信頼とを生み出したことは特筆されなければならない。この作業の特色はヨーロッパで見られる様な同じスペックで海域を分担して行う共同調査ではなくして，同一海域を4カ国から提供された人員と機材とでチームをつくり水路調査を行うという，英国の水路部長の言葉によれば平時でははじめての試みであつた。異質の言語・文化・生活慣習を持つ人からなるチームが，測量船(艦)という極めて閉鎖された環境の中で，長期間四六時中生活を共にして仕事をするいうことは大変なことである。初期段階においてこそ多少の問題があつたが，回を重ねるに従つて全く問題がなくなつたのみならず，大変楽しい雰囲気が生れていた。この事は昭和50年4月の最終責任者会議で各国の代表が強調し，今後ともこの固い絆を維持しようと述べた事でも判る。沿岸3カ国の若い測量班の人々に敬意を表すると共に，沿岸3カ国の測量班から尊敬と信頼とをかちえたわが水路部のこれまた若い測量班の人々に対して心から感謝する次第である。

2カ国で共同水路調査をすることでも大変なのに，4カ国の共同調査を行なつたことは，それが無事成功裡に完成して見ればそれだけの事ではあるが，スタートはいささか無謀の感があつた。在外公館の交渉を除いてもこの共同水路測量を遂行するために開かれた会議は実に16回以上に及んでいる。そしてその会議がすべて問題なかつたのではなく，時には鋭い対立があつた。今これらの事情を発表する時機ではないが，中でも昭和44年9月および昭和47年9月の会議は極めて印象深いものであつた。しかしその時でも意見の対立したのは第1日目だけであつて，マラッカ・シンガポール海峡の航海安全のためにはという大局的立場での妥協が行なわれて，この大事業を完成した。

なおこの全作業に要した経費は約14億2千万円，そのうち約1/3を国が負担し，残りは民間によつて負担された。その中には日本側参加者の人件費は含まれていない。

注

1) 川上喜代四 (1973)：マラッカ・シンガポール海峡の共同水路測量，地学雑誌，Vol. 82, No. 3, p. 34～p. 38.
2) 昭和45年7月調印.
3) Joint Survey Team Indonesia, Japan, Malaysia, Singapore: Report of the 2nd Joint Hydrographic Survery in Malacca-Singapore Straits. (Augast 1974, 非売品).
4) Joint Survey Team Indonesia, Japan, Malaysia, Singapore: Report of the 3rd Joint Hydrographic Survey in Malacca-Singapore Straits. (April 1975).
5) 地学雑誌 Vol. 82, No. 3 (795), 1973. p. 151-152参照.

日本地学史文献集

附 海外関係文献

日本地学史資料調査委員会

Bibliography of History of Japanese Earth Sciences

Compiled by Committee for History of Japanese Earth Science

Tokyo Geographical Society

はじめに

日本地学史資料調査委員会は，1972年以来，地学史に関する資料の実態調査や文献の整理にあたつている。本稿は，その一環として，とりあえず日本の地学史に関する文献を項目別，年代順に整理したものである。参考として，海外の関係文献も若干収録した。

掲載文献は，それぞれの分野において通史的なものを主とし，史料・原典・文献目録・個人の伝記や業績に関するものは，原則としては除外した。これらについては今後整理し，逐次追加していく予定である。ただし，東アジアの地学史に関する文献目録は加えた。これはすでに入手困難となつた文献が多く含まれているからである。文献の分類上の扱いや取捨選択については，もちろん相異なる見方もあるが，広く利用されるための便宜を考え，また原則に対する多少の例外も認めることにした。

本稿は短期間にまとめたために不十分なものとなつたが，今後充実した文献集を完成させるための第一歩として，あえて公表するしだいである。これを完成するために，各方面からのご助言，ご教示をお願いする。この文献集の作成にあたつては，本委員会が1972年におこなつたアンケートも参考にした。それのみならず，この編集作業についてもすでに種々のご協力をいただいているので，この機にこれらの各位に厚く御礼申し上げる。

1976年3月

東京地学協会日本地学史資料調査委員会

凡　例

1. 文献の収録範囲は，日本の地学史に関する国内出版物（単行本，雑誌など）を主とし，関連する外国出版物も若干含めた。
2. 地学の分野を次の10項目に分類した。

（1） 地質　鉱物　古生物……………………45
（2） 地理　測地　地図……………………51
（3） 地震　火山　地球物理………………55
（4） 気象………………………………57
（5） 陸水　地球化学……………………59
（6） 海洋………………………………60
（7） 鉱業　鉱山…………………………61
（8） 海外関係……………………………63
（9） 地学教育　地学全般…………………66

(10)　科学史一般　大学関係　博物館など……67

各項目中では，文献を年代順に配列した。

3．文献の記載要領

(1)　単行本

発行年，著者名，題名（カギかっこをつける)，出版者名，頁数の順

例）1948　望月勝海：「日本地学史」．平凡社全書，184 p.

(2)　単行本中の独立論文

発行年，著者名，論文題名，単行本の題名，出版者名，論文掲載頁の順

例）1970　早坂一郎：大正時代の日本の古生物学史（覚え書き)．「日本古生物学の回想」，日本古生物学会，p. 34-52.

1970　NANBU, M.: Brief History of Descriptive Mineralogy in Japan. "*Introduction to Japanese Minerals*" (Organizing Committee IMA-IAGOD Meeting '70), Geol. Surv. Japan, p. 1-5.

(3)　逐次刊行物（雑誌，紀要など）掲載論文

発行年，著者名，論文題名，掲載誌名，巻，号，頁の順

例）1930　高木菊三郎：我国に於ける地形図製作の略史．地球，Vol. 14, No. 2, p. 27-36.

1917　YABE, H.: Problems Concerning the Geotectonics of the Japanese Islands. *Sci. Rept., Tohoku Imp. Univ.*, [2], *Geol.*, Vol. 4, p. 75-104.

I．地質・鉱物・古生物

1883　冨士谷孝雄：本邦石学一斑．学芸志林，Vol. 12, No. 71, p. 506-513.

1884　山陰一生：地質調査事業進歩の景況．東洋学芸雑誌，No. 35, p. 152-154.

1886　中島謙造：本邦地学沿革史．地学会誌，甲部，第一輯，第二輯，第三輯．

1890　「地質局事業十年間報告」．農商務省，76 p.

1903　神保小虎：我国に於ける鉱物学の歴史．地質学雑誌，Vol. 10, p. 442-450.

1904　和田維四郎：鉱物学の発達．「日本鉱物誌」，p. 1-8.

1905　神保小虎：本邦に於ける地質学の歴史．地質学雑誌，Vol. 12, No. 147, p. 393-405.

1910　井上禧之助：地質調査所の沿革及び事業．地質調査所報告，No. 3, 120 p.

1916　徳田貞一：東京帝国大学地質学教室卒業論文及進級論文．地質学雑誌，Vol. 23, No. 269, p. 90-95. 付図1枚（明治12年～大正5年の全論文の一覧)．

1917　YABE, H.: Problems Concerning the Geotectonics of the Japanese Islands; Critical reviews of various opinions expressed by previous authors on the geotectonics. *Sci. Rept, Tohoku Imp. Univ.*, [2], *Geol.*, Vol. 4, p. 75-104.

1918　「東京地質学会創立二十五年記念展覧会目録」．

1926　KANEHARA, N.: Geology of Japan. "*Scientific Japan, Past and Present*", Third Pan-Pacific Science Congress, Tokyo, p. 55-72.

1927　斉東野人：明治大正日本地質学の回顧．科学画報（特集日本の科学界)，Vol. 9, No. 6, p. 129-137.

1927　渡辺萬次郎：本邦岩石鉱物学の発達．科学画報（特集日本の科学界)，Vol. 9, No. 6, p. 165-171.

1927　大谷寿雄：造山論の史的瞥見とナウマン・ジュース・リヒトホーフェン．東洋学芸雑誌，Vol.

43, No. 530, p. 338-348.

1930 横山又次郎：半百年前の思出．地学雑誌，Vol. 42, No. 495, p. 252-258.

1933 加藤武夫：「万国地質学会議」．岩波講座，地質学及び古生物学 鉱物学及び岩石学，（別項），39 p.

1936 岡本要八郎：明治初期金石学時代の図書(1)，(2)．我等の鉱物，Vol. 5, No. 11, p. 363-369. No. 12, p. 389-406.

1937 後閑文之助：上代日本鉱物学の変遷に就て．地質学雑誌，Vol. 44, No. 525, p. 468-470.

1938 後閑文之助：上世より近世に至る日本鉱物学に及ぼした支那鉱物学の影響（I），（II）．科学，Vol. 8, No. 8, p. 337-340. No. 10, p. 432-435.

1938 後閑文之助：享保より慶応に至る日本砿物学の変遷に就て．地質学雑誌，Vol. 45, No. 537, p. 460-461.

1938 後閑文之助：江戸時代に於ける龍骨論争の史的研究．地質学雑誌，Vol. 45, No. 541, p. 105-108.

1939 後閑文之助：江戸時代に於ける西洋人の日本鉱物地質考察の史的研究．地質学雑誌，Vol. 46, No. 549, p. 292-293.

1939 後閑文之助：近世における西洋鉱物学地質学の日本に及ぼした影響（I）．東京科学博物館研究報告，No. 1, p. 53-104.

1939 YABE, H.: Recent Progress in Paleontology in the Japanese Empire. *Proc. Sixth Pacif. Sci. Congr.* p. 451-458.

1943 木下亀城：黎明期の日本鉱物に関する図書．学鐙（丸善），Vol. 47, No. 5, p. 11-14.

1943 北大理学部地質学鉱物学教室編：「北海道地質学関係事項年表 自寛永 12 年（2295）至昭和 18 年（2603）」．8 p.

1947 後閑文之助：地球の円いのを日本人が認識する迄．地球の科学，Vol. 2, No. 3, p. 14-18.

1947 小林貞一：日米地学戦前戦後．アメリカ文化，Vol. 2, No. 7, p. 31-33.

1948 望月勝海：「日本地学史」．平凡社全書，184 p.

1953 日本地質学会編：「日本地質学会史」—日本地質学会60周年記念—．日本地質学会，185 p.
日本地質学史（略史，年表，部会史），歴代会長名・評議員名・受賞者名，明治時代の日本における地質学，おもいで，追悼，各大学研究室・博物館・研究所・関係学会・団体等の歴史，外地における地質研究機関の歴史，関係会社の地質調査研究史などを含む．

1953 早坂一郎：日本地質学会60年略史．日本地質学会編「日本地質学会史」，p. 1-3.

1953 日本地質学会史年表．日本地質学会編「日本地質学会史」，p. 4-29.

1953 矢部長克：明治時代の日本における地質学．日本地質学会編「日本地質学会史」，p. 36-44.

1953 輝く茨の道．地球科学，No. 12, p. 3-10.

1953 渡辺光明：現代日本科学技術史年表—地質鉱物学(1)—．科学史研究，No. 25, p. 17-22.

1954 多田文男：関東ローム層の研究史．地球科学，No. 16, p. 10-11.

1954 山根新次・三土知芳：わが国の地質調査事業の沿革．地学雑誌，Vol. 63, No. 3, p. 47-61.

1954 原田準平：明治以後の鉱物学界．地学雑誌，Vol. 63, No. 3, p. 62-71.

1952～54 湊正雄：本邦古生代層の研究(1)，(2)，(3)．北海道地質要報，No. 19, p. 1-25. No. 24, p. 1-12. No. 26, p. 1-9.

1955 岡田陽一：東京大学最初の地学実習旅行と猫精のこと．地学研究，Vol. 7, No. 5, p. 187-194.

1955 岡田陽一：金石学と砿物学．地学研究，Vol. 8, No. 1, p. 30-35.

1956 KANEKO, K.: Japon. *Lexique Stratigraphique International*, Vol. III, Asie, Fasicule

3a, 163 p. 1 map.

1956　HANZAWA, S.: Ryu-Kyu. *Ibid.* Fasc. 3 b, p. 168–182. 1 table.

1956　湊正雄：本邦変成帯形成の時期に対する諸説.「鈴木醇教授還暦記念論文集」, p. 1-16.

1956　渡辺武男編：「鉱床学の進歩」. 冨山房, 581 p.

1956　渡辺萬次郎：加藤博士と本邦鉱床学の進歩.「本邦鉱床学の進歩」, 冨山房, p. 562-567.

1956　福富忠男：鉱床学の進歩と加藤教授の研究.「本邦鉱床学の進歩」, 冨山房, p. 568–572.

1958　地球科学編集部編：東北日本と西南日本―その研究史と問題点. 地球科学, No. 37, p. 1–6.

1958　小林英夫：日本地質学史断片. 地球科学, No. 40, p. 21-27.

1958～61　斉藤仁：北海道の地下資源調査事業の沿革. 地下資源, No. 1-12.

1960　小林貞一：万国地層名辞典と漢字属名の Original Romanization について. 地質学雑誌, Vol. 63, No. 747, p. 721-723.

1961　KOBAYASHI, T.: Modern Progress of Geology in Japan. *Jour. Geogr. Tokyo.*, Vol. 70, p. 209-214.

1961　小林貞一：国際古生物学会議. 化石, No. 2, p. 57–60.

1961　日本鉱山地質学会10周年記念特別号. 鉱山地質, Vol. 11, No. 45-46, 412 p.+63 p.

1961　渡辺武男：わが国の金属鉱床研究の変遷（明治初期→1950年まで). 鉱山地質, Vol. 11, No. 45–46, p. 3–6.

1961　土井正民：別子鉱床の成因論の変遷. 鉱山地質, Vol. 11, No. 45-46, p. 151-156.

1961　渡辺萬次郎：本邦金属鉱床学界の２, ３の回顧. 鉱山地質, Vol. 11, No. 45–46, p. 404–406.

1961　鈴木醇：四国キースラーガー調査の思い出. 鉱山地質, Vol. 11, No. 45-46, p. 408-410.

1961　兼子勝：学会誌「鉱山地質」雑感. 鉱山地質, Vol. 11, No. 45-46, p. 410-412.

1961　土井正民：別子付近の三波川変成帯とこれに伴う含銅硫化鉄鉱鉱床 (1)―その研究の史的変遷と現況について. 鉱山地質, Vol. 11, No. 50, p. 610–626.

1961　仁田勇：X線回折の50年. 科学, Vol. 31, No. 9, p. 470–475.

1961　渡辺直経：C^{14} による年代測定10年の歩み. 科学, Vol. 31, No. 4, p. 204.

1961　池辺展生：日本の新生代地史の研究史.「槇山次郎教授記念論文集」, p. 339-342.

1961　KOBAYASHI, T.: Address to the Twenty-Fifth Anniversary of the Palaeontological Society of Japan. *Trans. Proc. Palaeonts. Soc. Japan, N.S.*, No. 41, p. 45–47.

1962　「地質調査所略史」(80周年記念出版物). 地質調査所, 56 p.

1962　地質調査所年表.「地質調査所略史」, p. 1-32.

1962　山根新次：地質調査所事業の変遷.「地質調査所略史」, p. 33-46.

1962　根本忠寛：地質調査所と北海道の地質調査史.「地質調査所略史」, p. 47-49.

1962　小林貞一：地質調査所創立 80 周年を祝して―この機会に世界の地質調査所の創設を省みる.「地質調査所略史」, p. 50–55.

1962　小林貞一：日本地質構造研究史概観・日本造構史の探究・日本地質学最近の進歩. 日本地方地質誌「総論」増補版, 朝倉書店, p. 6–12, 301-302, 345-353.

1962　小林貞一：太平洋学術会議と太平洋の地質. 地学雑誌, Vol. 71, No. 6, p. 32-36.

1962　小林貞一：国際地学連合 (IUGS) と万国地質学会議 (IGC). 地学雑誌, Vol. 71, No. 4, p. 192-194.

1962　「懐古録」. 地質調査所, 276 p.

1962　都城秋穂：岩石学の歴史における四つの段階とわが国の現状. 地質学の諸問題, 第２集, 研究課題シンポジウム, 日本地質学会. p. 13–27.

1962 今井功：地質図幅調査事業の歴史. 地質ニュース, No. 98, p. 4-14.

1962 都城秋穂・坪井誠太郎：対談 風雪に耐え岩石にかじりついての40年. 科学読売, No. 2, p. 99-106.

1962～65 佐々保雄：北海道地質図変遷史（一),（二),（三). 北方文化研究報告, 第17輯, p. 1-38. 第19輯, p. 23-58. 第20輯, p. 153-221.

1963 小林貞一：International Commission for the Lexicon of Stratigraphy. 化石, No. 6, p. 52.

1963 MATSUSHITA, S.: Historical Review of the Geological Research in Japan. "*Geology of Japan*" (TAKAI, F. MATSUMOTO, T. and TORIYAMA, R. ed.), The University of Tokyo Press, p. 5-14.

1963 HANAI, T. and KONISHI, K.: List of Fossil Subgenera, Genera and Higher Texa Proposed through Japanese Publications. *Ibid.* p. 235-353.

1963 中野光雄：三角介類研究史の概略. 愛媛の地学, No. 2, p. 9-10.

1963 青山信雄：明治初期の鉱物学書. 地学研究, Vol. 13, No. 12, p. 343.

1963～64 木村正：金属鉱床探査の歩みと現況 1, 2, 3. 地質ニュース, No. 111, p. 1-13. No. 113, p. 2-10. No. 115, p. 10-18.

1964 矢部長克・井尻正二（対談)：日本の地質学と古生物学. 科学, Vol. 34, No. 11, p. 584-590.

1965 都城秋穂：地球科学の歴史と現状 (2)—日本における地球科学の成立—. 自然, No. 10, p. 79-87.

1965 都城秋穂：わが国における変成岩の研究史.「変成岩と変成帯」, 岩波書店, p. 47-52.

1966 渡辺武男：黒鉱鉱床 その開発と研究発展との関連. 科学, Vol. 36, No. 2, p. 70-80.

1966 今井功：「黎明期の日本地質学」. 地下の科学シリーズ7, ラテイス, 193 p.

1966 地団研（小林英夫編)：「科学運動」. 築地書館, 322 p.
われわれの歩み, われわれの科学運動の方針, 科学運動の方法, 資料, 年表を含む.

1966 今井功：明治時代における始原界論争—とくに原田・小藤両説を中心として—. 地学雑誌, Vol. 75, No. 4・5, p. 38-46.

1966 今井功：江戸時代の龍骨論争. 地質ニュース, No. 142, p. 34-38.

1967 小林貞一：日本古生物学界30年を省みて. 化石, No. 13, p. 1-16.

1967 長浜春夫：堆積構造からみた古流系の研究史. 5学会連合学術大会討論会資料「堆積学に関する諸問題」, p. 159-163.

1967 新井重三：我が国における堆積構造の研究と今後の課題. 同上, p. 164-168.

1967 藤岡一男：秋田油田における地質学的探鉱の史的展望.「佐々保雄教授還暦記念論文集」, p. 565-581.

1967 小林巌雄 他：古生物学における近代化の歩み—研究者・学生・教師の立場から—. 地球科学, Vol. 21, No. 4, p. 22-25.

1968 鉄道技術研究所地質研究室：鉄道における土木地質学の発展.

1968 「日本の地質学—現状と将来への展望」. 日本地質学会, 610 p.
特別寄稿（渡辺・矢部・坪井), 日本の地質学の展望（各分野の現状と展望), 日本地質学界の展望（学会史年表, 会員数と歴代役員, 大学地学教室の現状, 研究所・学協会・関係会社・博物館の現状など).

1968 坪井誠太郎：岩石学雑想—その歩みのあとを回顧して—. 日本地質学会「日本の地質学」, p. 23-32.

1968 勘米良亀齢・中沢圭二：日本の中古生界の研究の歴史と現状ならびに地向斜に関する二・三の

問題．同上，p. 33–57.
1968 舩野義夫：日本における第三紀層序地質学分野の歴史と現状．同上，p. 59–75.
1968 小林国夫：日本における第四紀研究．同上，p. 77–97.
1968 庄司力偉・田口一雄・飯島東：堆積学の現状と将来への展望．同上，p. 99–122.
1968 山下昇・藤田至則・垣見俊弘：日本の構造地質学研究．同上，p. 124–146.
1968 勝井義雄：日本の火山および火山岩の研究．同上，p. 147–172.
1968 黒田吉益・青木斌：日本の深成岩問題の現状．同上，p. 173–195.
1968 諏訪兼位・端山好和・原郁夫：変成岩研究の現状と展望．同上，p. 197–233.
1968 森本信男・久米昭一・渋谷五郎：日本における鉱物学の現状と将来．同上，p. 235–255.
1968 高柳洋吉：日本の古生物学の現状と展望—とくに有孔虫を中心にして—．同上，p. 257–267.
1968 亀井節夫：脊椎動物古生物学の現状と展望．同上，p. 269–273.
1968 棚井敏雅：日本の古植物学研究の発展と今後の課題．同上，p. 275–286.
1968 徳永重元：古花粉学—現在と将来—．同上，p. 287–291.
1968 本庄丕：超微古生物学研究の現状と将来．同上，p. 294–305.
1968 佐藤任弘・茂木昭夫：海底の科学．同上，p. 307–326.
1968 生沼郁・倉林三郎・加藤芳朗：地質学における粘土科学の進歩．同上，327–348.
1968 関根良弘・兼平慶一郎：わが国における戦後の鉱床の研究．同上，p. 349–366.
1968 池辺穣：石油地質学の進歩．同上，p. 367–376.
1968 徳永重元：石炭地質学の進歩．同上，p. 377–383.
1968 浜地忠男：ウラン鉱床研究の現状と問題点．同上，p. 385–391.
1968 青木滋・柴崎達雄：日本の応用地質学の現状と課題．同上，p. 393–408.
1968 今井功：日本地質学会史年表．同上，p. 449–517.
1968 服部一敏・小林宇一：大学地学教室に対するアンケートのまとめ．同上，p. 538–545.
1968 大森昌衛：地学関係の長期計画の現状．同上，p. 592–605.
1968 佐藤博之・斉藤正雄：本道地質調査事業の歩み．地質ニュース，No. 166，北海道支所創立20周年記念号，p. 3–8.
1968 植村癸巳男：鉱物調査をかえりみて．同上，p. 9–10.
1968 北海道地質調査の思い出—昭和初期のメモワール—(座談会)．同上，p. 11–15.
1968 曾我部正敏 他：石炭地質学の進歩．地質ニュース，Vol. 166，p. 52–56.
1968 長尾捨一：北海道の油田への期待と可能性．地質ニュース，Vol. 166，p. 57–60.
1968 瀬谷清：北海道における物理探査の足跡．地質ニュース，Vol. 166，p. 57–60.
1968 佐藤博之：北海道の地質はどのように解明されているか．地質ニュース，No. 166，p. 64–67.
1968 北海道地質調査今昔談．地質調査所北海道支所創立二十周年記念事業実行委員会，39 p.
1968 池辺展生 他：ネオテクトニクス研究史．第四紀研究，Vol. 7，No. 4，p. 140–150.
1968 佐藤光之助：地質調査事業の動向．地質学雑誌，Vol. 74，No. 11，p. 554–557.
1968 渡辺武男：地質学の現状．地質学雑誌，Vol. 74，No. 11，p. 558–562.
1968 長浜春夫・広川治・遠田朝子：堆積構造からみた古流系の研究史．地質調査所月報，Vol. 19，No. 1，p. 1–17.
1969 中村一明 他：活褶曲 研究史と問題点．第四紀研究，Vol. 7，No. 4，p. 200–211
1969 瀧本清：金属鉱床成因論の展望．水曜会誌，Vol. 16，No. 10，p. 687–692.
1969 松本達郎：矢部長克先生と日本の地質学．科学，Vol. 39，No. 11，p. 620–622.
1969 久城育夫：輝石・マントル・月の岩石の研究へ共に歩んだ30年 久野教授と Hess 教授の逝去

を悼む．科学，Vol. 39, No. 12, p. 675–677.
1969 今井功：地質学史からみた雲根志の位置．木内石亭著「雲根志」復刻版，築地書館，p. 570–582.
1969 大森昌衛：日本の地質学の課題と展望．日本の科学者，Vol. 3, No. 5, p. 8–14.
1969 笹嶋貞雄：古地磁気層序論―その生いたちと現状の展望．地質学雑誌，Vol. 75, No. 1, p. 13–25.
1969 前中一晃：第四紀の古地磁気研究―その歴史と現状―．第四紀研究，Vol. 8, No. 2, p. 51–59.
1969 松下久道：九州炭田の炭層探査時代の地質家．九州炭砿技術連盟会誌，Vol. 22, No. 10, p. 349.
1970 小林貞一・鹿間時夫編：「日本古生物学の回想」．日本古生物学会，59 p.
1970 後閑文之助：明治前の日本古生物学の変遷．「日本古生物学の回想」，p. 1–8.
1970 矢部長克：日本地質学界の思い出とわが生いたちの記．「日本古生物学の回想」，p. 9–33.
1970 早坂一郎：大正時代の日本の古生物学史（覚え書き）．「日本古生物学の回想」，p. 34–52.
1970 槇山次郎：大正時代の古生物学（主として新生代の覚え書き）．「日本古生物学の回想」，p. 53–59.
1970 八木健三：本邦における最近40年間の岩石学の進歩と展望．岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 63, No. 5, p. 169–185.
1970 須藤俊男：本邦における最近40年間の鉱物学の進歩と展望．岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 63, No. 5, p. 186–205.
1970 今井秀喜：本邦における最近40年間の鉱床学の進歩と展望．岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 63, No. 5, p. 206–215.
1970 NANBU, M.: Brief History of Descriptive Mineralogy in Japan. "*Introduction to Japanese Minerals*" (Organizing Committee IMA-IAGOD Meetings '70), Geological Surv. of Japan, p. 1–5.
1970 橋本光男：夜久野塩基性岩研究略史．地質学雑誌，Vol. 76, No. 9, p. 449–454.
1971 小林貞一：国際層位学委員会とその層位分類部会．地学雑誌，Vol. 80, No. 2, p. 60–61.
1971 小林貞一：INHIGEO と DDR 地学史資料集．地学雑誌，Vol. 80, No. 2, p. 49–50.
1971 小林貞一：矢部長克先生と日本古生物学会．化石，No. 21, p. 57–61.
1972 桜井欽一：鉱物徒然草(1)．地質ニュース，No. 209, p. 16–21.
1972 河合正虎：地質図幅事業の歴史と展望．地質ニュース，No. 220, p. 2–37.
1972 鈴木尉元 他5名：地質調査所における戦後の石油・天然ガス調査事業と今後の課題．地質ニュース，No. 220, p. 91–101.
1972 今井功：年表地質調査所90年史．地質ニュース，No. 220, p. 185–210.
1972 沢村孝之助：明治期の伊豆半島地質調査．「伊豆半島」，東海大学出版会，p. 35–39.
1972～73 牛来正夫：わがカコウ岩研究史を語る―1・2―(ノート)．地球科学，Vol. 26, No. 6, p. 265–269, Vol. 27, No. 1, p. 44–46.
1973 中山勇：岩石学研究方法の討論の歴史的経過について．地球科学，Vol. 27, No. 4, p. 141–147.
1973 河合正虎：地質調査所における地質図．地質調査所月報，Vol. 24, No. 11, p. 563–588.
1973 鈴木醇先生記念出版会：「鈴木醇―人とその背景―」．325 p.
研究業績編，地質学外史編，思い出編に分れている．

1973　原田準平：故鈴木醇北大名誉教授が関係された大学，学会および研究機関．「鈴木醇一人とその背景一」，p. 49-66.

1973　大森昌衛：地球科学の課題一生産との結合に焦点をおいて一．「現代の科学論Ｉ」，頸草書房，p. 95-135.

1973　原田準平：わが国の鉱物学の歩み（特別講演）．鉱物学雑誌，Vol. 11, No. 1・2, p. 1-18.

1974　PESTANA, H. R.: History of Geology in Japan and Northern Asia: Documents Published by the United States Congress. *Japanese Studies in the History of Science*, No. 13, p. 69-73.

1974　IMAI, I.: History of Geological Research in Japan. *XIVth Intern. Congr. History of Science, Japan, Proc.* No. 3, p. 101-104.

1976　立岩巌：「朝鮮一日本列島地帯地質構造論考一朝鮮地質調査研究史一」．東京大学出版会，680 p. 写真・図版137.

1976　清水大吉郎：地向斜研究の歴史と現在の課題．地団研専報，No. 19, p. 1-11.

1976　富阪武士編：「造岩鉱物学の進歩」．日本岩石鉱物鉱床学会特別号，第１号，日本岩石鉱物鉱床学会，352 p.

1976　坪井誠太郎：造岩鉱物研究余談．「造岩鉱物学の進歩」，p. 3-5.

1976　渡辺武男：火山岩に伴うゼノリス（Xenolith, enclaves, inclusions and nodules）の研究について．「造岩鉱物学の進歩」，p. 7-25.

1976　秋月瑞彦：氷長石一その研究史と問題点．「造岩鉱物学の進歩」．p. 105-118.

1976　MATSUMOTO, T. *et. al.* ed: "A Concise History of Palaeontology in Japan". *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan, NS*, No. 100, Supplement, 80 p.

Introduction (Kobayashi, T.), Paleontology and Society of Japan (Ujiie, H.), Paleozoie Microfossils (Igo, H.), Post-Paleozoic Micropaleontology (Takayanagi, Y.), Coelenterates (Kato, M.), Bryozoa (Sakagami, S.), Brachiopoda (Yanagida, J.), Cephalopoda (Obata, I.), Mollusca (Shuto T.), Arthropoda (Hamada, T.), Echinodermata (Morishita, A.), Vertebrata (Kamei, T.), Problematica & Trace Fossils (Noda, H.), Paleozoic Plants (Asama, K.), Mesozoic Plants (Kimura, T.) Cenozoic Plants (Tanai, T.), Paleopalynology (Tokunaga, S.), Algal Conservatism (Konishi, K.), Concluding Remarks (Matsumoto T.).

II.　地理・測地・地図

1880　河田羆：日本地誌源委を論ず．東京地学協会報告，２年，Vol. 3, p. 1-22.

1882　荒井郁之助：測量術沿革考．東京地学協会報告，４年，No. 5, p. 1-23.

1883　二見鏡三郎：本邦三角測量の実況．東京地学協会報告，４年，No. 9, p. 1-18.

1884　二見鏡三郎：量地学一班附本邦三角測量ノ実況．学芸志林，Vol. 13, No. 72, p. 76-99.

1889　大川通久：日本古今測地一班．東京地学協会報告，１集，No. 4.

1922　「陸地測量部沿革誌」．陸地測量部，319 p.

1930　高木菊三郎：我国に於ける地形図製作の略史．地球，Vol. 14, No. 2, p. 27-36.

1930　芦田伊人：「日本総図の沿革」．国史回顧会紀要，第２冊．

1931　藤田元春：「日本地理学史」．刀江書院，683 p. 図版６枚．（1942年改訂増補版．667 p.）

1931　高木菊三郎：「日本地図測量小史」．古今書院，197 p.

1931　藤田元春：「江戸時代に於ける我国地理学の発達」．岩波講座，地理学(別項)，23 p.

1932 岩根保重：「徳川時代地誌の概観」．岩波講座，地理学(別項)．
1932 栗田元次：「日本古版地図集成」．博多成象堂，大版90葉，解説，132 p.
1934 村松繁樹：「日本地理学史」．岩波講座，地理学（総論），96 p.
1934 芦田伊人：「日本地図の発達」．岩波講座，日本歴史，30 p.
1935 秋岡武次郎：「欧人の初期日本地図作成史」．岩波講座，日本歴史，44 p.
1935～36 岡山俊雄：本邦氷河問題の回顧と現状（上），（中）．山岳，No. 30，p. 195-216．No. 31，p. 365-401．
1940 飯本信之：「地理学発達史」．中興館，258 p.＋10 p.
1940 石田竜次郎：皇国地誌編纂始末 日本地理学史の一頁．地学雑誌，Vol. 52，No. 614，p. 140-149．
1943 鮎沢信太郎：「大日本海—日本地理学史の研究—」．京成社出版部，327 p. 図版5枚．
1943 鮎沢信太郎：「鎖国時代の世界地理学」．日大堂，363 p. 図版10枚．
1943 山口貞雄：「日本を中心とする晩近地理学発達史」．済美堂，265 p.
1943 高木菊三郎：「地形図学概論」．山一書房，417 p.
1947 三上美夫：「日本地形測量史之研究」．恒星社厚生閣．
1948 鮎沢信太郎：「地理学史の研究」．愛日書院，429 p.
1948 鮎沢信太郎：「近世日本の世界地理学」．東光協会出版社，文化選書7，66 p.
1951 高木菊三郎：旧内務省地理局出版に係る地理関係の図書と地図の目録．地理調査所時報，第2集，p. 10.
1952 秋岡武次郎：伊能忠敬作の日本全図の種類．「内田寛一先生還暦記念地理学論文集」，上巻，帝国書院．
1953 開国百年記念文化事業会編：「鎖国時代日本人の海外知識—世界地理 西洋史に関する文献解題」．乾元社，498 p.
1954 江原真伍：東亜大陸と三人の地理学者—本邦に於る地理学進展の一時期—．立命館文学，No. 105，p. 124-130.
1954 渡辺光：明治初年以来の地理学の歩み．地学雑誌，Vol. 63，No. 3，p. 72-78．
1954 宮部直巳：測地学75年．地学雑誌，Vol. 63，No. 3，p. 18-22．
1954 片山平三：測量器械類製造業者の変遷．測量，Vol. 4，No. 11，p. 23-27.
1955 秋岡武次郎：「日本地図史」．河出書房，217 p. 地図38枚．
1956 「日本地理学会史編年資料草稿（1925-55）」．日本地理学会，65 p.
1956 辻村太郎：日本地形学の足跡．地理，No. 3，p. 99-108．
1956 久松将四郎：地質調査のための測量の歴史（その1），（その2）．地学雑誌，Vol. 65，No. 2，p. 89-99．No. 3，p. 131-139.
1956 石山洋：明治地文学と Sir Archibald Geikie.「辻村太郎先生古稀記念地理学論文集」，古今書院，p. 612-621.
1957 大村斉：本邦測量事業の回顧．地学雑誌，Vol. 66，No. 1，p. 42-50.
1957 藤井陽一郎：明治初年における北海道の三角測量について．科学史研究，No. 45，p. 9-14.
1958 辻村太郎：日本地形学の足跡．「日本の山水」，宝文館，p. 180-194.
1959 藤井陽一郎：沼津兵学校とその日本近代測量事業への影響について．科学史研究，No. 51，p. 1-7．
1960 渡辺光：日本地理学の戦後の動向．地学雑誌，Vol. 69，No. 4，p. 145-152.
1960 藤井陽一郎：工部省測量司による東京府下測量について．科学史研究，No. 54，p. 20-25．

1961　中村拓：「鎖国前における南蛮人の作れる日本地図」．東洋文庫，2冊，427 p. 別冊，図104枚．
1962　木村東一郎：「近世村絵図研究」．小宮山書店，256 p.
1962　村田近良：測量80年の歩み．「地質調査所略史」，p. 39–46.
1963　大森八四郎：地形図図式の変遷．地図，Vol. 1, No. 1–2.
1964　藤井陽一郎：内務省地理局の三角測量事業．科学史研究，No. 70, p. 72–83.
1964　大森八四郎：地形図図式変遷表．地図，Vol. 2, No. 2, 別刷．
1964～65　清水靖夫：初期の地形図類．地図，Vol. 2, No. 1, No. 3. Vol. 3, No. 2.
1964　日本の土木技術編集委員会編：「日本の土木技術―100年の歩み―」（土木学会創立50周年記念出版）．土木学会，477 p.
1965　石田龍次郎：日本の地理学その発達と性格についての小論．地理，Vol. 10, No. 1, p. 27–49.
1965　最近における地理学の動向―その発展と課題―．地理，Vol. 10, No. 1, p. 50–64.
1965　清水靖夫・大森八四郎：五千分一東京図．地図，Vol. 3, No. 1, p. 1–6.
1965　土木学会：「日本土木史」―測量編―（大正元年―昭和15年）．
1965　清水靖夫：明治期の地図．ビブリア，Vol. 32, No. 10, p. 139–148.
1965　細山謙之輔：測地観測所の今昔．国土地理院時報，Vol. 30, No. 10, p. 42.
1966　石田龍次郎：日本における地誌の伝統とその思想的背景．地理学評論，Vol. 39, No. 6, p. 348–356.
1966　坪井忠二：武藤勝彦博士の研究業績と当時の背景．測地学会誌，Vol. 12, No. 1, p. 1–11.
1966　藤井陽一郎：伊能忠敬の測地法．測量，Vol. 16, No. 4, p. 28–33. No. 6, p. 22–26.
1966　中野尊正：日本の地図学100年の歩み．地図，Vol. 4, No. 2, p. 49–54.
1966　地図年表（維新前―昭和40年）．国土地理院時報，Vol. 31, p. 41–61.
1966　藤井陽一郎：日本の測地学の歴史的特質“測地学長期計画に関連して”．科学，Vol. 36, No. 6, p. 323–327.
1966　高木菊三郎：「日本に於ける地図測量の発達に関する研究」．風間書房，175 p.
1967　中野尊正：日本地形学の歩み．「日本の地形」，築地書館，p. 1–43.
1967　岡山俊雄：本邦氷河問題研究拾遺．駿台史学，Vol. 21, p. 100–116.
1967　片山三平：測量機械の発達史．測量，Vol. 17, No. 3–5.
1967　中野尊正：地代地図学の確立．朝倉地理学講座3「地図学」，p. 38–54.
1967　中野尊正：日本の地図の近代化（明治以後）．朝倉地理学講座3「地図学」，p. 54–66.
1967　高木菊三郎：日本における初期の地図測量．地理，Vol. 12, No. 4, p. 7–13.
1967　東北地理学会小史1947～1967．東北地理，Vol. 19, No. 4, p. 1–6.
1968　多田文男：鳥取砂丘生成に関する研究史，地理，Vol. 13, No. 7, p. 7–13.
1968　保柳睦美：伊能図の意義と特色．地学雑誌，Vol. 77, No. 4, p. 1–30.
1968　氷河学懇話会：氷河調査小史．雪氷，Vol. 30, No. 4, p. 115–123.
1969　保柳睦美：東京地学協会と伊能忠敬．地学雑誌，Vol. 78, No. 3, p. 42–52.
1969　石田龍次郎：「東京地学協会報告」（明治12～30年）―明治前半の日本地理学史資料として．一橋大学研究年報（社会学研究），Vol. 10, p. 1–83.
1969　岡山俊雄：W. ウエストン「日本氷河遺跡論」と明治十年代前半の氷河不存在論その他．山岳，Vol. 63, No. 7, p. 1–31.
1969　国松久弥：経済地理学の回顧と展望．茨城大学政経学会雑誌，Vol. 24, p. 1–40.
1969　日本国際地図学会：明治以降本邦地図目録．181 p.

1969　日本国際地図学会地図史専門部会：地形図類図歴表—1．地図，Vol. 7，No. 4，
1969　南波松太郎・室賀信夫・海野一隆編：「日本の古地図」，創元社（大阪），大阪，192 p.
1969　番匠勲：開拓使による北海道の三角測量．測量，Vol. 19，No. 5，p. 24-27.
1969　本田弘人：わが国における測地その他の地球物理学的事業の沿革．学術月報，Vol. 22，No. 1，p. 24-26.
1969　大久保武彦：日本における地図体系の発展．早稲田大学学術研究，自然科学，18，p. 23-36.
1969　山中光一：測地学委員会の活動．学術月報，Vol. 22，No. 1，p. 2-8.
1969　山中光一：測地学審議会の20年．学術月報，Vol. 22，No. 1，p. 8-23.
1969　藤井陽一郎：測地学者としての長岡半太郎．物理学史研究，Vol. 5，No. 1，p. 1-27.
1970　辻村太郎：東西両京の地理学者　山崎直方と小川琢治．地理，Vol. 15，No. 12，p. 7-14.
1970　石田竜次郎：山崎直方と小川琢治　東西両大学の地理学講座創設まで．地理，Vol. 15，No. 12（山崎・小川両先生を偲ぶ），p. 21-27.
1970　渡辺光：山崎直方教授と日本の現代地理学．地理，Vol. 15，No. 12，p. 28-33.
1970　米倉二郎：小川先生と地理学．地理，Vol. 15，No. 12，p. 34-40.
1970　国土地理院監修：「測量・地図百年史」．日本測量協会，672 p.
第Ⅰ編　通史，第Ⅱ編　測地事業，第Ⅲ編　地図作成事業，第Ⅳ編　外邦図，第Ⅴ編　行政・研究・関連事業，および年表・資料.
1970　岩田豊樹：江戸地図の図歴．地図，Vol. 8，No. 2，p. 11-16.
1970　関口正雄：明治８年測量「習志野及周囲邨落図」をめぐつて（日本陸軍の歩みを基礎にした地図発達史の解明—１—）．地図，Vol. 8，No. 3，p. 1-3.
1970　日本国際地図学会地図史専門部会：地形図類図歴表—２—．地図，Vol. 8，No. 1，p. 31-43.
1970　建設省国土地理院測量・地図百年史編集委員会：国土地理院年表．国土地理院時報，No. 39，p. 1-39.
1971　辻田右左男：「日本近世の地理学」．柳原書店，337 p.
1971　石田龍次郎：「地学雑誌」創刊（明治22年）より関東大地震まで（日本の近代地理学の系譜研究．資料—３—）．一橋大学研究年報（社会学研究），11，p. 1-95.
1971　石田龍次郎：明治・大正期の日本地理学界の思想的動向　山崎直方・小川琢治の昭和期への役割．地理学評論，Vol. 44，No. 8，p. 532-558.
1971　秋岡武次郎：「日本地図作成史」．鹿島研究所出版会，地図109枚，別巻156 p.
1971　尾崎幸男：写真測量の揺籃期（測量・地図百年史外伝）．測量，Vol. 21，No. 6，p. 9-11.
1971　藤井陽一郎：測地学委員会と日本の測地学．日本天文研究会報文，Vol. 4，No. 4，p. 217-220.
1971　佐々保雄：北海道地図・測量こぼれ話（北海道特集）．測量，Vol. 21，No. 9，p. 18-24.
1971　平野吉之助：えぞ地図から北海道地図に至る技術の小史（北海道特集）．測量，Vol. 21，No. 9，p. 39-43.
1971　矢沢大二：東京都立大学理学部地理学教室史稿．39 p.
1972　大島太市：日本写真測量学会10年のあゆみ．写真測量，Vol. 10（写真測量の10周年記念特集号），p. 15-76.
1972　柳辰平：戦後の民間写真測量業界の歩み．写真測量，Vol. 10，p. 97-101.
1972　日本写真測量発達史年表．写真測量，Vol. 10，p. 102-152.
1972　日本国際地図学会：Cartography in Japan.
1972　菊地政夫：わが国の地図作成と図式の変遷．軍事史学，Vol. 7，No. 4，p. 27-34.
1972　海野一隆・織田武雄・室賀信夫編：「日本古地図大成」．講談社，p. 211-289.

1973　東京大学総合研究資料館：「日本における地図の歩み」(昭和48年9月1日—昭和49年4月30日第9回展示). 8 p.

1973　吉川虎雄　他：日本の地形学の歩みと課題.「新編日本地形論」, 東京大学出版会, p. 372-392.

1973　織田武雄：日本の地図とその発達.「地図の歴史」, 講談社, p. 211-289.

1973　渡辺光：この10年間の地図学の歩み. 地図, Vol. 11, No. 1, p. 1-10.

1973　岡本良知：「十六世紀における日本地図の発達」. 八木書店, 306 p.

1973　五条英司：日本の地形図　歴史的変遷（読図と解説特集). 地理, Vol. 18, No. 10, p. 40-48.

1974　岡山俊雄：明治大学文学部地理学教室の歩み　文科専門部史学科・地理歴史科時代. 駿台史学, No. 36, p. 68-80.

1974　松井貞雄：地理学教室の歴史（愛知教育大学). 地理学報告, No. 41・42, p. 55-60.

1974　岡山俊雄：「日本の山地地形と氷河問題研究小史」. 古今書院, 246 p.

1974　石山洋：展望地理学史. 科学史研究, Vol. 13, No. 110, p. 49-55.

1974　多田文男：平野研究におけるあけぼの. 地理（日本の地理学史特集), Vol. 19, No. 5, p. 11-29.

1974　織田武雄：「地球学団」と「地球」. 地理（日本の地理学史特集), Vol. 19, No. 5, p. 20-22.

1974　辻田右左男：人文地理学の芽が萌えだしたころ. 地理（日本の地理学史特集), Vol. 19, No. 5, p. 23-29.

1974　奥野中彦：古代図と図師. 日本歴史, No. 311, p. 78-89.

1974　織田武雄：「地図の歴史—日本篇—」. 講談社現代新書, 188 p.

1974　保柳睦美編著：「伊能忠敬の科学的業績」. 古今書院, 510 p.

1974　矢守一彦：「都市図の歴史—日本編—」. 講談社, 478 p.

1974　中村作太郎：科学の発達と測量学の歴史的変遷. 測量, Vol. 24, No. 3, p. 29-33.

1974　竹内啓一：日本におけるゲオポリティクと地理学. 一橋論叢, Vol. 72, No. 2, p. 13-35.

1974　FUJII, Y.: Early History of Modern Geodetic Works in Japan. *XIV Intern. Congr. History of Science, Japan. Proc.* No. 3, p. 85-87.

1974～75　佐藤侊：地形図の歴史—1, 3—. 地理, Vol. 19, No. 8, p. 129-135. No. 12, p. 51-58. Vol. 20, No. 9, p. 129-136.

1975　日本地理学会編：「日本地理学会五十年史」. 255 p. 付表1.

1975　岡山俊雄：氷河地形研究史概報. 地理学評論, Vol. 48, No. 3, p. 151-153.

1975　多田文男：日本地理学界50年の歩み. 地理学評論, Vol. 48, No. 9, p. 609-615.

1975　織田武雄：アトラス（地図帖）の歴史. 地理学評論, Vol. 48, No. 9, p. 639-644.

1975　渡辺光：地理学文献解説—昭和18年まで—自然地理部門. 地理, Vol. 20, No. 5, p. 7-15.

1975　石山洋：日本の地理教科書の変遷—幕末・明治前期をめぐつて—. 地理, Vol. 20, No. 5, p. 16-21.

1976　水岡不二雄：日本文化からみた地理学発達の歴史. 日本の科学者, Vol. 11, No. 10, p. 13-16.

III.　地震・火山・地球物理

1880　MILNE, J.: Seismic Science in Japan. *Trans. Seism.* Vol, 1, pt. 1, p. 3-34.

1882　MILNE, J.: Seismology in Japan. *Nature*, Vol. 26, p. 627-631.

1884　和田雄治：本邦地震考. 統計集誌, Vol. 30, p. 48-50.

1884　MILNE, J.: Catalogue of the Seismological Society's Publications, together with other

recent publications chiefly referring to seismic and volcanic phenomena in Japan. *Trans. Seism*. Vol. 7, pt. 2, p. 89-92.

1886 関谷清景：地震書籍. 東洋学芸雑誌, Vol. 3, No. 60, p. 712-714. No. 61, p. 30-31.

1886 EWING, J. A.: Seismology in Japan. *Nature*, Vol. 34, p. 195-196.

1887 MILNE, J.: Important Points in the History of Earthquake Investigation in Japan. *Nature*, Vol. 35, p. 559-560.

1904 菊地大麓：Recent Seismological Investigations in Japan. *Publ. Earthq. Inv. Comm.* in Foreign Languages, No. 19.

1926 IMAMURA, A.: The Great Earthquake of S. E. Japan in Sept. 1, 1923 with two Appendices. Third Pan-Pacific Science Congress, Tokyo., "*Scientific Japan, Past and Present*", p. 141-176, pls. 13-46, 1 map.

1926 TERADA, T. and MATSUZAWA, T.: A Historical Sketch of the Development of Seismology in Japan. Third Pan-Pacific Science Congress, Tokyo., "*Scientific Japan, Past and Present*", p. 251-310.

1927 DAVISON, C.: *The Fouunders of Seismology.*

1928 寺田寅彦・松沢武雄著, 坪井忠二訳補：「我が国に於ける地震学の発達」. 岩波書店.

1929 今村明恒：明治大正間に於ける本邦地震学の発達. 地震, Vol. 1, No. 2, p. 10-41.

1931 石本巳四雄：日本古来の地震原因観. 地震, Vol. 3, No. 1, p. 39-44.

1935 「東京大学地震研究所一覧」.

1937 石本巳四雄：徳川時代に於ける地震学. 地震, Vol. 9, No. 3～8.

1937 石本巳四雄：明治大正時代における地震学. 地理学, Vol. 5, No. 7～9.

1942 石本巳四雄：地震学よりみたる日本の文化. 文部省教学局.

1948 物理探鉱編集委員会：本邦に於ける物理探鉱の回顧と展望. 物理探鉱, Vol. 1, No. 1, p. 2-9.

1949 飯田汲事：最近における物理探鉱の動向. 地学雑誌, Vo. 58, No. 4-5. p. 34-38.

1950 萩原尊礼：地震研究所創立25周年を迎えて. 科学, Vol. 20, p. 503-510.

1951 「地震学・地球電磁気学・火山物理学の概観」. 日本学術振興会, 112 p.

1951 中央気象台地震課：地震観測業務の沿革と現状. 測候時報, Vol. 18, p. 251-253.

1953 東京大学地震研究所：「東京大学地震研究所浅間火山観測所 1933-1953」. 6 p.

1954 松沢武雄：日本の地震学の歩み. 地学雑誌, Vol. 63, No. 3, p. 23-28.

1954 津屋弘逵：日本の火山研究の回顧. 地学雑誌, Vol. 63, No. 3, p. 29-34.

1958 物理探鉱十周年特別号. 物理探鉱, Vol. 11, No. 4, 414 p.
基礎技術編として地震・重力・電気・磁気・放射能・地温の各探鉱の6章にわかれ, それぞれに歴史の項がある. また応用編として, 石油・石炭・鉱山の探鉱および土木・地下水・地熱温泉の探査の6章がある.

1961 佐藤光之助：物理探査の最近の進歩について. 鉱山地質, Vol. 11, No. 45-46, p. 365-369.

1964 今村明恒・岸上冬彦：地震学. 日本学士院編「明治前日本物理化学史」第四章.

1965 諏訪彰：気象庁による火山観測の沿革と現状. 火山, No. 10, p. 133-138.

1965 久野久：日本火山学会10年の歩みと将来の目標. 火山, 第2集, No. 10 (10周年特集号), p. 1-6.

1965 坪井忠二：大森房吉と日本の地震学. 中央公論, Vol. 80, No. 7. p. 383-388.

1966 藤井陽一郎：地震学者今村明恒の震災論. 科学史研究, No. 80, p. 161-170.

1966　橋本万平：関谷清景と日本の地震学—１—．科学史研究，No. 77，p. 1-9.

1966　笠原慶一：地震学が生れるまで．「地震の科学」，恒星社，p. 9-13.

1966　服部保正：土木地質調査に利用される物理探査の変遷と展望．土木技術，Vol. 21，No. 9.

1967　宮村摂三　他：日本の地震学の現状と課題．日本の科学者，Vol. 1，No. 6，p. 2-8.

1967　藤井陽一郎：「日本の地震学」．紀伊国屋新書，239 p.

1967　宇佐美竜夫・浜松音蔵：日本の地震および地震学の歴史．日本の地震学の概観，第一編，地震，第２輯，Vol. 20，No. 4，p. 1-34.

1967　玉城逸夫：日本の地震学研究と科学のあり方．日本の科学者，Vol. 2，No. 1，p. 18-20.

1968　渡辺貫：物理探査の進展．地質工学，５輯．p. 1-4.

1968　「最近における物理探鉱の進歩」．物理探鉱技術協会，242 p.

第１章　本邦物理探査の最近10年の歩みと将来の展望．第２章　新しい物理探査．

1968　藤井陽一郎：石本巳四雄における地震研究と科学史・科学論１　２．科学史研究，２期，Vol. 7，No. 85，p. 22-31. Vol. 8，No. 91，p. 146-154.

1969　高原栄二：田中館愛橘の地磁気研究活動．物理学史研究，Vol. 5，No. 4，p. 37-50.

1969　寺本晃：田中館愛橘と明治初期の重力測定．物理学史研究，Vol. 5，No. 4，p. 27-36.

1969　武居由之：電気検層の沿革．地質ニュース，No. 181，p. 16-21.

1969　前中一晃：第四紀の古地磁気研究　その歴史と現状．第四紀研究，Vol. 8，No. 2，p. 51-59.

1970　諏訪彰：日本の火山観測事業の発展．上，下．地理，Vol. 15，No. 5，p. 66-71. No. 6，p. 70-75.

1970　小野吉彦：地質調査所物理探査部の発展と現状．測量，Vol. 20，No. 2，p. 21-25.

1971　小林和男：海洋底地球物理学．日本海洋学会誌，Vol. 27，No. 6，p. 301-311.

1971　野越三雄：微動研究の歴史的変遷．地震探鉱実験グループ会報，No. 56，p. 14-31.

1971　上田誠也：地球物理学—60年代から70年代へ—．自然，No. 9，43-49.

1972　空中磁気探査研究会のあゆみ．物理探鉱，Vol. 24，No. 6，p. 340-341.

1972　陶山淳治：物理探査の発展と今後の動向．地質ニュース，No. 220，p. 110-119.

1972　服部保正：日本物理探鉱株式会社における弾性波探査30年の歴史．地質工学，８輯，p. 118-142.

1972　表俊一郎：地震工学発展の歩み（第２部）．地質工学，８輯，p. 18-44.

1974　永田武：地球磁気学100年の歩み．自然，No. 8，p. 28-46.

1975　「地震研究所創立五十年の歩み」．東京大学地震研究所，140 p.

1976　鈴木尉元：関東地方の地震研究の問題点と地質学的課題．地質ニュース，No. 257，p. 24-34.

1976　杉村新：「断層と地震」その歴史と展望．地質学論集，No. 12，p. 3-13.

1976　村松郁栄：根尾谷断層と濃尾地震．地質学論集，No. 12，p. 117-127.

IV．気　象

1888　荒井郁之助：本邦測候沿革史．気象集誌，Vol. 7，No. 1.

1900　「中央気象台一覧」．

1903　「中央気象台一覧」．

1911　「中央気象台一覧」．

1924　中村精男：「中央気象台沿革概要」．

1926　「中央気象台一覧」．

1926 OKADA, T.: The Climate of Japan with a Note on the Meteorological Service in Japan. Third Pan-Pacific Science Congress, Tokyo., "*Scientific Japan, Past and Present*", p. 33-53.
1932 「中央気象台一覧」.
1933 岡田武松：「測候瑣談」. 鉄塔書院, 448 p.
1937 佐藤順一・山田琢雄：気象観測法の沿革. 測候時報, Vol. 8, No. 24.
1937 「中央気象台一覧」.
1939 岡田武松：「続測候瑣談」. 岩波書店, 293 p.
1941 荒川秀俊：「日本気象学史」. 河出書房科学新書, 191 p.
1941 田口龍雄：「風祭」. 古今書院, 233 p.
1941 田口龍雄：「続風祭」. 古今書院, 191 p.
1948 高橋浩一郎：戦争中における天気予報の進歩. 科学, Vol. 17, No. 2, p. 40-44.
1948 荒川秀俊：「気象学発達史」(再版). 河出書房, 174 p.
1948 日本雪氷学会編：「最近雪氷学の概観—雪氷十年」. 東海書房, 240 p.
1949 岡田武松：「気象学の開拓者」. 岩波書店, 312 p.
1950 藤原咲平：「群渦—気象四十年」. 羽田書店, 293 p.
1950 高層気象台：高層気象台創立30年の回顧と現状. 高層気象台彙報特別号, p. 1-85.
1951 藤原咲平：「日本気象学史」. 岩波書店, 177 p.
1952 岡田武松：本邦天気予報事業の今昔. 測候時報, Vol. 19, No. 14.
1952 中央気象台研修所創立30周年記念特集. 研修時報.
1953 測候所, 気象台創設事情特輯号. 測候時報, Vol. 20, No. 11.
1953 渡辺和夫：印刷天気図の変遷. 測候時報, Vol. 20, No. 15.
1954 和達清夫・荒川秀俊：わが国の気象学・気象事業史. 地学雑誌, Vol. 63, No. 3, p. 13-17.
1954 堀内剛二：本邦気象事業創設史考 I～Ⅷ. 測候時報, Vol. 21, No. 1-8.
1954 堀内剛二：本邦暴風警報創業始末 I～X. 測候時報, Vol. 21, No. 9.
1955 大谷東平：「天気予報三十年」. 法政大学出版局, 250 p.
1955 気象学史特集号. 天気, Vol. 2, No. 7.
1955 座談会ラジオゾンデの歴史. 高層気象, Vol. 2, No. 1.
1956 気象学史研究会編：「日本の気象—気象史の一断面—」. 三一書房, 212 p.
1956 根本順吉：日本の気象の諸断面. 自然, Vol. 11, No. 11, p. 42-50.
1957 日本気象学会編：「日本気象学会75年史」. 68 p.
1958 武田武：気象研究所の生い立ち. 気象研だより, No. 1.
1959 「電力気象三十年誌」. 電力気象連絡会.
1959 荒川秀俊：「日本と世界の気象」. 東都書房.
1960 「気象協会10年の歩み」. 気象協会.
1960 気象災害研究会編：「日本の台風災害」. 東洋経済新報社.
1960 鯉沼寛一：防災気象事業の展望. 測候時報, Vol. 27, No. 5.
1960 農林省林業試験場編：「第一期治水事業の森林測候所」. 林野共済会.
1964 海と空沿革史. 海と空, Vol. 40, No. 1.
1965 久保次郎：工業気象の歴史的展望. 気象研究ノート, Vol. 15, No. 4, p. 623-631.
1965 高橋浩一郎：気象学研究の歴史的展望. 天気, Vol. 12, No. 1, p. 12-14.
1966 鯉沼寛一：北海道開拓と気象観測. 気象, No. 115, p. 1705.

1966　鯉沼寛一：ばらばらにはじまった政府の気象観測．気象，No. 116, p. 1732-1733.
1966　川崎英男：台風発生地南洋群島の気象測候史．測候時報，Vol. 33, No. 1・2, p. 1-75.
1967　「群馬県気象災害史」．前橋地方気象台，188 p.
1968　鯉沼寛一：初期の日本気象業務史１．２．測候時報，Vol. 35, No. 4, p. 127-133, No. 6, p. 218-224.
1968　鯉沼寛一：日本の気象観測の始まり．天気，Vol. 15, No. 1, p. 29-31.
1968　樋口敬二：日本における雪渓の氷河学的研究．雪氷，Vol. 30, No. 6, p. 195-207.
1968～69　鯉沼寛一：初期の日本気象業務史．３～６．測候時報，Vol. 35, No. 7, p. 264-269. No. 8, p. 300-306. No. 9, p. 330-338. No. 11, p. 419-424.
1969　鯉沼寛一：内務省における気象観測の開始の経緯と気象台の名称．天気，Vol. 16, No. 3, p. 105-108.
1969　関口武：日本における気候学の進歩．「現代気候学論説」，東京堂．
1969　日本科学者会議大阪支部気象台分会：ある気象学者の伝記から見た気象史．日本の科学者，Vol. 3, No. 5, p. 21-24.
1969　堀内剛二：気象学百年偶感．気象学研究ノート，Vol. 10, p. 498-500.
1969　回顧と抱負　戦後20年の時点に立って（特集）．気象研究ノート，100, p. 151-402.
1971　福井英一郎：気候学50年の歩み．天気，Vol. 18, No. 8, p. 386-394.
1971～27　函館海洋気象台：函館海洋気象台沿革誌 1872-1972. 1, 2. 測候時報，Vol. 38, No. 12, p. 406-454. Vol. 39, No. 1, p. 22-49.
1972　福井英一郎：気候学とともに四十年．地理，Vol. 17, No. 1, p. 143-152. Vol. 17, No. 2, p. 80-84.
1972　東京教育大学気候学研究室：Japanese Progress in Climatology. 110 p.
1973　具志幸孝：琉球の気象史．測候時報，Vol. 39, No. 12, p. 473-494.
1974　NEMOTO, J.: Some Characteristics of the History of Meteorology in Japan. *Japanese Studies in the History of Science*, No. 13, p. 1-8.
1975　特集気象百年．気象，No. 6.
1975　気象庁：「気象百年史」．日本気象学会，740 p. 同「資料編」．442 p.
1975　特集日本の気象―気象百年にあたつて―．科学の実験，No. 6, 17-67.

V.　陸水・地球化学

1939　柴田雄次：本邦に於ける地球化学の現況．科学知識，Vol. 19, No. 4, p. 46-49.
1939　野満隆治：日本における河川等．日本宇宙及び地球物理学輯報．
1939　田中阿歌麿：湖沼とともに四十年．科学知識，Vol. 19, No. 8, p. 30-41.
1940　田中阿歌麿：「湖」．岡倉書房．
1943　吉村信吉：論文を通して見た日本湖沼学発達史．科学，Vol. 13, p. 212-213.
1946　菅原健：地球化学論．科学知識，Vol. 26, No. 10-12.
1951　蔵田延男：日本の井戸とその歴史．地学雑誌，Vol. 60, No. 4, p. 183-190.
1951　菅原健：最近20年間の湖沼学の進歩．科学，Vol. 21, p. 190-191.
1954　上野益三：陸水学の75年．地学雑誌，Vol. 63, No. 3, p. 41-46.
1961　高橋裕：水文学の成立と発達．水利科学，18.
1961　斉藤仁：温泉の研究史と成因論（1），（2）．地下資源，No. 13, p. 35-38. No. 14, p. 18-19.

1963 蔵田延男：韋駄天走りの工業用水—その歴史的回顧と未来像（2）．工業用水，No. 54, p. 6-14.

1963 鈴木静夫：「日本の湖沼—湖沼学入門—」．内田老鶴圃新社．

1963 堀江正治：「日本の湖—その自然と科学—」．日経新書．

1965 菅原健：「たまゆら」．

1965 猿橋勝子：日本の地球化学の現状．化学の領域，Vol. 19, No. 4, p. 37-40.

1965 三宅泰雄：地球化学における最近の動向について．地学教育，No. 61, p. 11-13.

1966 日本温泉科学会25年の歩み．温泉科学，Vol. 16, No. 3・4, p. 154-162.

1966 地質調査所地球化学課：地球化学．地質ニュース，No. 137, p. 1-14.

1967 蔵田延男：昭和初期の地下水調査．地学雑誌，Vol. 76, No. 6, p. 25-38.

1968 森田浩：日本における河川水温研究の科学史的背景と特徴．水温の研究，Vol. 11, No. 5, p. 1343-1351.

1968 松尾禎二：日本の地球化学．日本地質学会編「日本の地質学」，p. 427-448.

1969 服部安蔵：わが国温泉50年の歩み．温泉科学，Vol. 20, No. 3・4, p. 121-125.

1969 木村健二郎：本邦温泉の化学的研究に関する回顧．温泉化学，Vol. 20, No. 3・4, p. 135-139.

1970 山本荘毅：地盤沈下とその研究．地学雑誌，Vol. 78, No. 7, p. 23-33.

1970 地質調査所地球化学課編：日本の地球化学．地質ニュース，No. 186, p. 1-25.

1970 半谷高久：地球化学の現状と課題．日本の科学者，Vol. 5, No. 5, p. 16-21.

1971 井口昌平：IHD のもとにおける日本の活動の展望．MTI/IHD/8/56.

1972 山本荘毅：水文学とは（日本水文学史）．「水文学総論」，共立出版，p. 11-15.

1972 山本荘毅：水文学研究の動向（英文）．地理学評論，Vol. 45, No. 2, p. 163-171.

1973 角清愛：伊豆下賀茂温泉のケースヒストリー（過去の事例の歴史的検討）．地質ニュース，No. 227, p. 1-13.

1974 竹内俊雄：流量調査の歴史—1・2—．水利科学，Vol. 18, No. 3, p. 16-48. No. 4, p. 115-134.

VI. 海　洋

1916 「水路部沿革史」第一巻（1869-1885）．水路部．

1916 「水路部沿革史」付録上巻（1869-1882）．水路部．

1916 「水路部沿革史」付録下巻（1883-1885）．水路部．

1931 岡田駒吉：海路図の研究．歴史地理，Vol. 58, No. 4.

1935 「水路部沿革史」第二巻（1886-1926）．水路部．

1943 「水路部沿革史」第三巻（1927-1941）．水路部．

1943 宇田道隆：「新訂海の探究史」．河出書房科学新書．250 p.

1949 日高孝次：海洋物理学最近の進歩．地学雑誌，Vol. 58, No. 6-7, p. 195-198.

1951 「水路部沿革史」第四巻（1942-1945）．水路部．

1951 水路部創立80周年記念号．水路要報，No. 25, p. 161-314,

1952 「水路部八十年の歴史」．水路部，274 p.

1954 宇田道隆：日本海洋学の進歩の足あと．地学雑誌，Vol. 63, No. 3, p. 35-40.

1955 沢田照夫：海氷観測の歴史と現況．天気，Vol. 2, No. 4.

1955 宇田道隆：「世界海洋探検史—海をひらく人々—」．河出書房世界探検紀行全集，15, 436 p.

1956　田口龍雄：「日本の海　海洋史料随想」．古今書院，192 p.
1960　宇田道隆　他：日本における海洋調査の沿革と現状．科学技術庁資源局．
1961　水路部創立90周年記念号．水路要報，No. 67.
1961　日本海洋学会編：日本海洋学会20年の歩み．日本海洋学会，213 p.
1964　大川相房：海図の変遷．地図，Vol. 2, No. 2, P. 10-20.
1965　本学会の歩み．日本海水学会誌，Vol. 19, No. 1, p. 67-68.
1965　城至成一：大洋測深の移り変わり．水路要報，No. 80, p. 32-39.
1966　城至成一：海軍時代の水路部海洋調査業務．水路要報，No. 81, p. 49-60.
1968　日高孝次：「海洋学との四十年」．日本放送出版協会，253 p.
1969　中西良夫：水路測量のはじまり　柳楢悦伝を中心に．測量，Vol. 19, No. 7, p. 34-38.
1970　坊城俊厚：海域調査の回顧と展望（地質調査と測量特集）．測量，Vol. 20, No. 2, p. 13-19.
1971　宇田道隆：「海に生きて」．東海大学出版会．
1971　川上喜代四：水路百年を迎えて．地学雑誌，Vol. 80, No. 6, p. 42-44.
1971　海上保安庁水路部編：「日本水路史」(1871-1971)．日本水路協会，680 p.＋16 p.
1971　水路部創立100周年記念号．水路要報，No. 91.
1971　日本における海洋学最近10年の歩み．日本海洋学会誌，Vol. 27, No. 1（日本海洋学会創立30周年記念号），p. 233-318.
1971　宇野木早苗：日本海洋学会最近10年の歩み．日本海洋学会誌，Vol. 27, No. 6, p. 312-318.
1972　「東海大学海洋学部十年の歩み」．東海大学海洋学部，258 p.
1972　寺田一彦：「人間と海」．丸ノ内出版．
1973　水野篤行　他：わが国および世界の海洋地質調査研究の動向 (2)．地地質ニュース，No. 223, p. 41-49.
1974　速水頌一郎先生御遺稿集出版事業会編：「海洋時代」．東海大学出版会．

VII. 鉱業・鉱山

1885　伊藤弥次郎：日本鉱山沿革考．日本鉱業会誌，Vol. 1, No. 1, p. 3-8.
1887　松浦健二：半田銀山鉱業沿革志．日本鉱業会誌，Vol. 3, No. 32, 33.
1888　大蔵省：「工部省沿革報告」．1100 p.
1890　山本勝太郎：金平金山沿革略記．日本鉱業会誌，Vol. 6, No. 67.
1891　和田維四郎：鉱業の進歩．日本鉱業会誌，Vol. 7. No. 71, p. 1-14.
1900　農商務省鉱山局編：「鉱山発達史」．
1902　足尾銅山の沿革．日本鉱業会誌，Vol. 18, No. 208.
1903　渡辺渡：本邦鉱業進歩の概況．日本鉱業会誌，Vol. 19, No. 219.
1903　大塚専一：石油事業発達の概況．日本鉱業会誌，Vol. 19, No. 220.
1906　横堀治三郎：鉱業界の進歩の趨勢．日本鉱業会誌，Vol. 22, No. 254, 255.
1907　渡辺渡：東西古今の山相学を論ず．日本鉱業会誌，Vol. 23, No. 272.
1911　東京鉱山監督署編：「日本鉱業誌」
1911　西尾銈次郎：維新以前に於ける本邦の鉱業．日本鉱業会誌，Vol. 27, No. 312, 313, 315, 317-318.
1917　吉田東伍：江戸時代の鉱山業に就いて．日本鉱業会誌，Vol. 33, No. 383, p. 27-48. No. 384, p. 127-137.
1918　上野景明：明治以前に於ける北海道鉱業の発達．日本鉱業会誌，Vol. 34, No. 406, p. 1149-

1165.

1918 坂市太郎：北海道の開発と石炭鉱業．日本鉱業会誌，Vol. 34，No. 403，p. 844-852.

1921～22 西尾銈次郎：古代に於ける鉱山技術の研究．日本鉱業会誌，Vol. 37，No. 434-435. Vol. 38，No. 452-454.

1923～24 西尾銈次郎：日本古代鉱業史要．日本鉱業会誌，Vol. 39，No. 460，p. 440-454. Vol. 40，No. 468，p. 169-188.

1926 水田政吉：本邦製油業の進歩．日本鉱業会誌，Vol. 42，No. 7.

1927 宮崎虎一：日本に於ける採鉱冶金の発達．科学画報臨時増刊，日本の科学界，p. 148-154.

1929 永積純次郎：我国に於ける炭砿技術の進歩．日本鉱業会誌，Vol. 45，No. 535，p. 765-785.

1932 鉱山懇話会編：「日本鉱業発達史」．上巻，933 p. 中巻，806 p. 下巻，1015 p.

1935 日本鉱業会編：「日本鉱業会の五十年」．53 p.

1939 後閑文之助 日本産金史話ところどころ．科学知識，Vol. 19，No. 8，p. 96-101.

1941 住友本社：「別子開坑二百五十年史話」．

1943 西尾銈次郎：「日本鉱業史要」．十一組出版社，188 p.

1947 佐野秀之助：昔の炭坑と今の炭坑．地球の科学，Vol. 2，No. 3，p. 1-7.

1949 日鉄鉱業株式会社編：「創立拾年史」．

1950 「八幡製鉄所五十年誌」．473 p.

1952 嘉屋実編：「日立鉱山史」．

1953 最近の石油技術の進歩．石油技術協会誌，Vol. 18，No. 4（創立20周年記念特別号），325 p.

1953 池上隆 他：日本石油鉱業史A 油田開発史．石油技術協会誌，Vol. 18，No. 4，p. 5-20.

1953 植村武治 他：日本石油鉱業史B 鑿井採油技術史．石油技術協会誌，Vol. 18，No. 4，p. 21-24.

1955 同和鉱業株式会社：「七十年之回顧」．同社，290 p.

1955 「釜石製鉄所七十年史」．533 p.

1956 麓三郎：「佐渡金銀山史話」．三菱金属鉱業株式会社，573 p.＋7 p.

1956 小葉田淳：「鉱山の歴史」．至文堂日本歴史新書，220 p.

1957 三枝博音・飯田賢一：「日本近代製鉄技術発達史―八幡製鉄所の確立過程―」．東洋経済新報社，716p. ＋36p.

1958 日本学士院編：「明治前日本鉱業技術発達史」．岩波書店.

1958 「日本石油史」（創立七十年記念）．日本石油株式会社，630 p.

1958 「北海道炭砿汽船株式会社七十年史」．本文731 p. 資料104 p.

1961 「秋田鉱山専門学校・秋田大学鉱山学部50年史」．

1962 大町北一郎：わが国の鉄鉱業と製鉄業の生いたち．地質ニュース，No. 95，p. 28-42.

1963 椎名清：茂原ガス田について―主として関東天然瓦斯開発（株）の天然ガス開発の歴史と現況―．天然ガス，Vol. 6，No. 5，p. 26-29.

1963 矢嶋澄策：日本水銀鉱床の史的考察．地学雑誌，Vol. 72，No. 4，p. 28-38.

1964 麓三郎：「尾去沢・白根鉱山史―近世銅鉱業史の研究―」．勁草書房，440 p. 索引 7 p.

1965 日本科学史学会：「採鉱冶金技術」．日本科学技術史大系，第20巻，第一法規出版，601 p.

1966 橋本謙一：窯業協会75年の歩み．セラミックス，Vol. 1，No. 10，p. 795-805.

1966 石灰石鉱業の歩み．石灰石，No. 104，（石灰石鉱業協会設立20周年記念特集），p. 189-340.

1966 採鉱技術の変遷．石灰石，No. 104，p. 203-213.

1967 通産省臨時石炭対策本部・福岡通商局石炭部共編：九州石炭鉱業20年の歩み．411 p.

1967 「茂尻炭砿五十年史」．雄別炭鉱茂尻鉱業所，410 p.

1967 「石油資源開発株式会社十年史」. 301 p.
1968 小葉田淳：近世鉱山史の概要. 三井金属修史論叢, 1, p. 5-10.
1968～69 目崎憲司：日本金属発展史序説—1, 2—, 追手門経済論集, Vol. 3, No. 1, p. 1-31. Vol. 4, No. 2, p. 1-47.
1968 青山龍作：日石八十年の歴史によせて. 石油産業, Vol. 4, No. 5, p. 30-34.
1968 日本石油沿革概要. 石油産業, Vol. 4, No. 9, p. 16-23.
1968 日本鉱業協会20年略史. 鉱山, Vol. 21, No. 8, p. 8-45.
1968 黒川真武：燃料協会の45年をかえりみて. 燃料協会誌, Vol. 47, No. 489, p. 4-12.
1968 小葉田淳：「日本鉱山史の研究」. 岩波書店, 760 p.＋32 p.
1968 道家欽：鉱業明治百年. 石灰石, No. 112, p. 62-65.
1968 渡辺萬次郎：「鉱山史話—東北編」. 地下の科学シリーズ, ラテイス, 214 p.
1968 津村光信：わが国石油鉱業の十五年. 石油文化. Vol. 16, No. 10, p. 31-42.
1969 木下亀城：「鉱山史話—九州編」. 地下の科学シリーズ, ラテイス, 197 p.
1969 上田彰：徳川時代の宇部炭田. 中国炭鉱技術会誌, Vol. 21, No. 2, p. 3367-3374.
1969 永井彰一郎：石膏石灰学会創立から約20年の追憶（石膏と石灰誌第百号を記念して）. 石膏と石灰, No. 100, p. 95-98.
1970 佐々木享：日本鉱業会の創立をめぐつて. 専修自然科学紀要, 3, p. 31-44.
1970 大矢真一：室町時代の鉱業技術. 技術史談会資料, 6, p. 1-5.
1970 小葉田淳：摂津, 多田銀銅山史の研究. 竜谷大学論集, 393, p. 1-5.
1970 寺島敏治：明治三十年代初頭での釧路地方の鉱業について, 特に安田の経営する硫黄山と炭山を中心に. 日本歴史, 268, p. 38-56.
1970 「住友金属鉱山二十年史」. 住友金属鉱山株式会社, 389 p. 年表35 p.
1970 「帝国鉱業開発株式会社史」. 金子出版, 428 p.
1970 三井金属鉱業修史委員会編：「神岡鉱山史」. 728 p. 同「史料」. 221 p.
1971 日本鉱業会誌1000号記念（特集）. 日本鉱業会誌, Vol. 87, No. 1000, p. 437-458.
1971 佐々木享：日本鉱業会創立の意義と背景. 日本鉱業会誌, Vol. 87, No. 1000, p. 445-448.
1971 三川逸郎：京葉地帯の天然ガス開発の歩み（1）. 天然ガス, Vol. 14, No. 1, p. 34-38. Vol. 14, No. 7, p. 23-27.
1971 大坪忠一：佐渡鉱山の今昔　佐渡金山の歴史と鉱山測量の沿革. 測量, Vol. 21, No. 1, p. 33-41.
1971 日鉄鉱業株式会社：「日鉄鉱業株式会社三十年の歩み　昭和14年—44年」. 528 p.
1973 「日本の石油鉱業と技術—石油技術協会40周年記念—」. 石油技術協会, 430 p.
1973 麓三郎：「佐渡金銀山史話」増補版. 三菱金属鉱業株式会社.
1973 「秋田大学鉱山学部六十年史」. 財界評論社, 712 p.
1974 福田理：石油産業発祥地記念公園と石油記念館. 地質ニュース, No. 244, p. 22-29.
1975 岸本文男：伊勢の国丹生の水銀. 地質ニュース, No. 251, p. 24-33.
1975 大橋周治：「幕末明治製鉄史」. アグネ, 332 p.

VIII. 海外関係

1924 AHNERT, E.: Geological Investigation in Manchuria. *Bull. Geol. Soc. China*, Vol. 3.
1926 KAWASAKI, S.: Geology of Korea. Third Pan-Pacific Science Congress, Tokyo., "*Scientific Japan, Past and Present*", p. 72-76.

1926 KRYSTFOVICH, A.: Geology; Pacific Russian Scientific Investigations.
1927 「中国地質調査所記略」.
1930 川崎繁太郎：古文献に顕はれたる朝鮮鉱物の名称. 朝鮮薬学雑誌, No. 4, p. 209-231.
1931 "The National Geological survey of China 1916-1931 : A Summary of its Establishment. 30 p. (中国地質調査所概況：本所成立十五周年記念刊. 中華民国二十年三月).
1933 立岩巌編：「朝鮮に於ける地質及鉱物の調査沿革並文献」. 朝鮮鉱業会, 129 p.
1933 小川琢治：支那古代地理学史. 岩波講座,「地理学」(総論), 47 p.
1934 石井清彦：中央アジア探検略史（其1—其3）. 地学雑誌, Vol. 46, No. 548, 549, 550.
1935 朝鮮総督府地質調査所出版物目録, 昭和10年4月現在. 12 p.
1935 楊遵儀：「中国地質文献目録」. 国立北平研究院総弁事処出版課, 241 p.
1936 計栄森：「中国科学著作目録」. 第五組, 地質学. 中国中央研究院評議会, 57 p.
1938 王庸：「中国地理学史」.
1939 立岩巌編 朝鮮地質及鉱物文献目録（II）. 朝鮮鉱業会, 26 p. 追加 2 p.
1939 満洲帝国国務院大陸科学院地質調査所要覧. 22 p.
1939 遠藤隆次：満洲に於ける地質研究の歴史.「改訂増補 満洲の地質及鉱産」, 三省堂, p. 1-6.
1939 早坂一郎：台湾化石研究史略. 台湾総督府博物館創立三十年記念論文集.
1939 「地質調査所三十一年史」. 満洲帝国地質調査所, 192 p.
1939～40 満洲地質関係文献集録その1，その2. 満洲地質調査所報告, No. 98, No. 99.
1940 津田秀郎編：昭和14年朝鮮地質鉱物文献目録. 朝鮮総督府地質調査所雑報, No. 6, p. 45-51.
1940 高木菊三郎：支那地図概観. 地学雑誌, Vol. 52, No. 622, p. 577-588.
1941 満洲帝国国務院大陸科学院地質調査所要覧. 22 p.
1941 津田秀郎：昭和15年朝鮮地質鉱物文献目録. 朝鮮総督府地質調査所雑報, No. 8, p. 41-47.
1941・43・44 満洲地質関係文献集録 其の3，其の4，其の5. 満洲地質調査所彙報, No. 102, 108, 109.
1942 「上海自然科学研究所十周年記念誌」付出版物目録. 228 p.
1942 無名氏：昭和16年朝鮮地質鉱物文献目録. 朝鮮総督府地質調査所雑報, No. 11, p. 50-57.
1942 文部省編：「東亜共栄圏資源科学文献目録 仏領印度支那・泰国」. 岩波書店, 259 p. 付録, 81 p.
1942 文部省編：「東亜共栄圏資源科学文献目録 ニウギニア」. 岩波書店, 253 p. 付録81 p.
1942 「東亜共栄圏資源科学文献目録 フィリピン」. 資源科学研究所, 382 p. 付録61 p.
1943 「東亜共栄圏資源科学文献目録 馬来半島」. 資源科学研究所, 241 p. 付録11 p.
1943 章鴻釗著, 前田隆良・熊谷喜之訳：「支那地質学発展史」. 支那文化叢書, 人文閣, 202 p. 人名索引 11 p.
1943 芳賀雄：「支那鉱業史」. 電通出版部. 365 p.
1943 満鉄調査局編：「支那鉱産資源文献目録」. 博文館, 88 p.
1943 E. アーネルト：「満洲地質探検行」. 武蔵書房, 275 p.
1943 「地学連合満洲大会報告及講演集」. 日本地質学会・日本岩石砿物鉱床学会・日本地理学会・満洲地質協会, 182 p.
1944 洪以燮：「朝鮮科学史」. 三省堂, 452 p.
1947 顔滄波・何春孫・陳培源：「台湾地質文献」. 台湾省地質調査所, 58 p.
1949 坂本峻雄：満洲の地質. 地球の科学, Vol. 4, No. 2, p. 7-19.

1953 TEVES, J. S.: Bibliography of Philippine Geology, Mining and Mining Resources. Republic of the Philippines, Department of Agriculture and Natural Resources, Bureau of Mines, *Bibliography Series* No. 1, 155 p.

1955 高橋英太郎：朝鮮地質研究史補遺. 地学研究, Vol. 8, No. 1, p. 26–29.

1955 笹倉正夫：中共における地質事業発展の動向. 日本鉱業会誌, Vol. 71, No. 803, p. 241–245.

1956 TATEIWA, I.: Corée—Korea—. *Lexique Stratigraphique International*, Vol. III, Asie, Fascicule 2 a, 83 p. 1 map.

1956 UEMURA, K.: Mandchourie—Manchuria—. *Ibid.* Vol. III, Fascicule 2 b. 68 p. 1 map.

1956 王庸：「中国地理図籍叢考」. 商務印書館, 180 p.

1956 Inteligence Division, Office of the Engineer, Headquarters U.S. Army Forces Far East and Eighth U.S. Army with Personnel of the United States Geological Survey: Annoted Bibliography of Geologic and Soils Literature of Western North Pacific Islands.

1956 小林貞一：東亜地質の探究略史と文献. 「東亜地質」上巻, 朝倉書店, p. 247–253.

1957, 1960 小林貞一：中国に於ける最近の古生物学研究（1～2）. 地質学雑誌, Vol. 63, No. 748, p. 485–492. Vol. 66, No. 781, p. 675–680.

1958 王庸：「中国地図史綱」.

1963 BURAVAS, S.: Progress in Geology and Geophysics in Thailand since the First Pacific Science Congress. 地学雑誌, Vol. 72, No. 2, p. 94–98.

1964 橋本亘：中華民国台湾省で刊行された地質に関する文献の紹介（I－II）. 地学雑誌, Vol. 73, No. 5, p. 309–316. No. 6, p. 366–376.

1964 全国地層委員会：「全国地層会議　学術報告彙編」. 12巻, 科学出版社.（中国的前寒武系　寒武系, 奥陶系, 志留系, 泥盆系, 石炭系, 二畳系, 晩古生代陸相地層, 三畳系, 侏羅系和白亜系, 中生代陸相地層, 新生界）

1964 保柳睦美：日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録(1935–1950). 付1, 朝鮮半島, 台湾に関する地理学的研究論文目録. 付2, 中国本土に関し欧文で発表されたおもな地理学的著書・論文目録. 東京地学協会, 109 p.

1965 遠藤隆次：満洲における地質研究略史. 東亜地質鉱産誌, 満洲之部.

1965 立岩巌：朝鮮に於ける地質研究の歴史. 東亜地質鉱産誌, 朝鮮之部.

1965 小倉勉：満洲国地質調査所の沿革. 東亜地質鉱産誌, 満洲之部.

1965 坂本峻雄：南満洲鉄道株式会社調査局鉱産地質調査室の調査史. 東亜地質鉱産誌, 満洲之部.

1965 三田正一：満洲鉱業開発株式会社鉱産資源調査所の沿革. 東亜地質鉱産誌, 満洲之部.

1965 尾崎博：満洲鉱山株式会社の歴史. 東亜地質鉱産誌, 満洲之部.

1965 染谷二男：東辺道開発株式会社調査開発史. 東亜地質鉱産誌, 満洲之部.

1965 小倉勉：満洲国地質調査所の沿革. 東亜地質鉱産誌, 満洲之部.

1965 赤瀬川安彦：満洲に於ける鉱業の沿革. 東亜地質鉱産誌, 満洲之部.

1965 赤瀬川安彦：満洲採金株式会社の調査研究略史. 東亜地質鉱産誌, 満洲之部.

1965 遠藤隆次：「原人発掘——古生物学者の満洲25年—」. 春秋社, 182 p.

1966 尹賛勲・周明鎮・徐仁：中国における古生物学の進歩. 地球科学, No. 77, p. 35–39.

1967 吉野正敏：昭和時代の日本における探検と海外調査の歴史. 東京教育大学地理学研究報告, 11, p. 159–178.

1968 波多江信広：「西イリアンの思い出」. 川島書店, 210 p.

1968・70 GOBBET, D. J.: Bibliography and Index of the Geology of West Malaysia and

Singapore. Geological Society of Malaysia, *Bull.* No. 2, p. 152, No. 3, p. 115–129.
1969 小林貞一：本協会の支那地学調査の概要. 地学雑誌, Vol. 78, No. 3, p. 53–58.
1969 野田勢次郎：中支那及南支那地学調査の回想（自大正元年至同4年）. 地学雑誌, Vol. 78, No. 3, p. 59–66.
1969 早坂一郎：支那地学調査（自明治44年至大正5年）報告書第三巻（大正9年）. 地学雑誌, Vol. 78, No. 3, p. 67–70.
1969 植村癸巳男・坂本峻雄：東亜地質鉱産誌編集委員会. 地学雑誌, Vol. 78, No. 3, p. 71–93.
1971 深田久弥：「中央アジア探検史」. 白水社西域探検紀行全集別冊, 562 p.
1971, 75 東南アジア古生物研究会：「東南アジア古生物の研究」についての記録. 地学雑誌, Vol. 80, No. 1, p. 18–35. Vol. 84, No. 3, p. 42–59.
1971 多田文男：朝鮮半島の地形研究史の一端. 地理, Vol. 16, No. 11.
1973 斉藤正次：太平洋戦争時の南方地質調査始末記.「鈴木醇一人とその背景一」, p. 126–137.
1974 保柳睦美：解放後の中国における地理学研究の動向. 地学雑誌, Vol. 83, No. 6, p. 22–37.
1975 多田文男：日本の地理学者による中国に関する学術調査. 駒沢地理, No. 11.
1976 坂本峻雄：東亜地質鉱産誌編集委員会. 地学雑誌, Vol. 85, No. 1, p. 43–60.
1976 立石巌：「朝鮮一日本列島地帯地質構造論考一朝鮮地質調査研究史一」. 東京大学出版会, 680 p. 写真・図版137.

IX. 地学教育・地学全般

1930 小藤文次郎：地学雑誌の由来. 地学雑誌, Vol. 42, No. 500, p. 562–563.
1930 横山又次郎：地学雑誌の今昔. 地学雑誌, Vol. 42, No. 500, p. 564–567.
1930 鈴木敏：東京地学協会と地学倶楽部. 地学雑誌, Vol. 42, No. 500, p. 568–570.
1930 小川琢治：地学雑誌創刊以来42年間の本邦地学会の回顧と前途の希望. 地学雑誌, Vol. 42, No. 500, p. 574–578.
1930 「東京地学協会沿革誌」. 付 出版物目録. 東京地学協会, 35 p.
1936 藤本治義：理科教育に於ける地質鉱物科. 日本学術協会, Vol. 1, No. 12, p. 148.
1937 FUJIMOTO, H.: Geology and Mineralogy. *Science Education in Japan*, p. 54–68.
1938 藤本治義：時勢に鑑て地質鉱物科教育の振興をはかれ. 理学界, 6・7月.
1954 大井上義親：東京地学協会の沿革. 地学雑誌, Vol. 63, No. 3（創立75周年記念特別号）, p. 1–11.
1956 中山元：地学教育の歴史. 地学教育講座, 15,「地学の研究史と教育史・地学教育の目標」, 福村書店, p. 66–77.
1958 関和一郎：地学教育の変遷. 地学, No. 32, p. 5–16.
1958 関和一郎：地学教育の変遷と課題.「藤本治義教授還暦記念論文集」, p. 478–484.
1962 小林貞一：日本地学教育研究会の思い出と将来への私の希望. 地学教育, No. 48, p. 1.
1963 日本地学教育研究会：地学教育の歩み.「地学教育の課題」. ダイヤモンド社, p. 3–24.
1965 日本科学史学会：「地球宇宙科学」. 日本科学技術史大系, 14巻, 第一法規出版, 661 p.
1966 渡部景隆：日本地学教育学会の歩み一日本地学教育研究会設立を中心として一. 地学教育, No. 66, p. 1–8.
1966 日本地学教育研究会編：日本地学教育学会年表. 地学教育, No. 66, p. 8–15.
1966 鹿沼茂三郎 他：藤本先生と地学教育. 地学教育, No. 66, p. 68–70.
1968 渡部景隆：日本の地学教育制度の変遷と目標の研究. 地学教育, No. 75, p. 121.

1969 石田龍次郎：東京地学協会編年史稿．地学雑誌，Vol. 78, No. 3 (東京地学協会90年史), p. 1-11.

1969 蒲生英男：「日本理科教育小史」．国土社，188 p.

1970 HIRAYAMA K.: History of the Earth Sciences in Japan. *Atlas*, Vol. 6, No. 3, p. 74-75.

1970～71 中川浩一：教科書からみた地理教育の歴史．地理，Vol. 15, No. 1-4, No. 6-7, No. 9-11. Vol. 16, No. 1-12.

1971 石田龍次郎：東京地学協会編年史稿．補遺．地学雑誌，Vol. 80, No. 1, p. 36-45.

1971 中川浩一：明治期における地図教育の推移―1・2―．地図，Vol. 9, No. 3, p. 1-7. No. 4, p. 1-7.

1974 渡部景隆：従来の地学教育研究．地学研究，No. 112-113, p. 154-160.

1974 伊木正二：鉱山系大学教育問題研究委員会報告．日本鉱業会誌，Vol. 90, No. 1036, p. 419.

X. 科学史一般・大学関係・博物館など

1875～76 「東京開成学校一覧」．

1877 大槻如電：「日本洋学年表」．

1880～84 「東京大学法理文三学部一覧」．No. 1-4.

1891 白井光太郎：「日本博物学年表」．86 p.

1908 白井光太郎：「増訂日本博物学年表」．220 p.

1917 大日本文明協会編：「日本の科学界」．415 p.

1925～31 工学会編：「明治工業史」．全10巻，丸善，(鉱業編，機械・地学編を含む)．

1926 Third Pan-Pacific Congress, Science Tokyo, Publishing Committee: Learned institutions, Its "Scientific Japan, Past and Present". p. 311-359.

1926 「新日本史」．万朝報社，(第3巻は桑木彧雄の物理学篇，小川琢治の地理学篇，今村明恒の地震学篇)

1926 「北海道帝国大学沿革史」(創基五十年記念)．303 p+36 p.

1927 大槻如電：「新撰洋学年表」．

1931 明治史講座刊行会編：「明治科学史」．大阪宝文館．(地質編は江原真伍)

1931 加藤武夫：「太平洋学術会議」．岩波講座，地質学及び古生物学　砿物学及び岩石学(別項)，30 p.

1932 「東京帝国大学五十年史」．上冊，1427 p. 下冊，1333 p.

1934 東京科学博物館編：「江戸時代の科学」．博文館，345 p.

1934 白井光太郎：「改訂増補日本博物学年表」．大岡山書店．

1937 寺島柾史：「日本科学発達史」．啓文社．

1939 冨成貴馬平：「日本科学史要」．弘文堂，169 p.

1940 「東京工業大学六十年史」．

1941 冨成貴馬平：「現代日本科学史」．三笠書房．

1942 石原純：「科学史」．現代日本文明史．第十三巻，東洋経済新報社出版部，489 p.

1942 東京帝国大学編：「東京帝国大学学術大観，理学部・東京天文台・地震研究所篇」．682 p.

1943 帝国学士院：「帝国学士院六十年史」．

1943 「京都帝国大学史」．

1948 上野益三：「日本博物学史」．星野書店．

1954 矢島祐利編：「明治文化史学術編　自然科学」．洋々社．

1956 菅井準一他編：「科学技術史年表　第Ⅳ篇　日本」. 平凡社.

1957 「鉄道技術研究所五十年史」.

1960 「東北大学五十年史」. 2冊.

1961 湯浅光朝：「科学史」. 日本現代史大系, 東洋経済新報社, 379 p.

1961 湯浅光朝編：「現代日本科学技術史年表」. 三一書房, 277 p.

1962 矢島祐利・関野克監修：「日本科学技術史」. 朝日新聞社, 908 p.

1962 国立科学博物館85周年記念号. 自然科学と博物館, Vol. 29, No. 9–10, 126 p.

1962 日高孝次：太平洋学術会議と太平洋学術協会. 地学雑誌, Vol. 71, No. 2.

1962～63 日本学士院：「日本学士院八十年史」. 5冊.

1964 日本科学史学会：「通史1幕末・明治初期1853–1889」.「通史5昭和後期1945–1960」. 日本科学技術史大系　第1, 第5巻, 第一法規.

1964 日本学術会議：「全国研究機関総覧」. 昭和39年版.

1964 日本学士院：「明治前日本物理化学史」. 日本学術振興会, 645 p.

1965 太秦康光：北大理学部創生記. 自然, Vol. 20, . No. 5, p. 72–76.

1965 仁田勇：阪大理学部創設のころ. 自然, Vol. 20, No. 5, p. 77–81.

1965 近藤基吉：九大理学部創設と社会事情. 自然, Vol. 20, No. 5, p. 82–86.

1965 菅原健：名大理学部生い立ちの記. 自然, Vol. 20, No. 5, p. 87–91.

1965 広重徹：日本の大学の理学部―その科学社会史的側面. 自然, Vol. 20, No. 5, p. 92–111.

1965 武村重和：東京開成学校と外人科学者（日本自然科学教育成立史研究―4―）. 広島大学教育学部紀要（1）, No. 14, p. 27–38.

1965 日本学術会議：「全国学協会総覧」. 昭和41年版.

1966 「科学技術庁十年史」. 599 p.

1966 「科学技術庁金属材料研究所十年の歩み」. 188 p.

1966 初山有恒：苦難をこえて25年―資源科学研究所の場合―. 科学朝日, No. 11, p. 42–45.

1967 日本学士院：「日本学士院一覧, 自昭和34年至昭和41年」. 406 p.

1967 杉野目晴貞：北海道大学の歩み. 土木学会誌, Vol. 51, No. 3, p. 47–51.

1967 東京大学物性研究所：「物性科学とは―物性研究所10年の歩み―」. 222 p.

1967 東北大農研班：学術振興会の歴史. 日本の科学者, Vol. 2, No. 3, p. 58–63.

1967 日本科学史学会：「通史2明治期1889–1914」.「通史3大正期1914–1930」.「通史4昭和前期1930–1945」. 日本科学技術史大系, 第2・3・4巻, 第一法規出版.

1967 国立科学博物館開館90周年記念誌. 自然科学と博物館, Vol. 34, No. 11–12, 370 p.

1968 「国立防災科学技術センター五年のあゆみ」. 95 p.

1968 年表学術会議のあしどり. 科学朝日, Vol. 28, No. 4 日本学術会議の20年（特集), p. 46–50.

1968 福島要一・牛来正夫両会員に日本学術会議20年の歩みを聞く. 日本の科学者, Vol. 3, No. 1, p. 2–19.

1968 上野益三：「お雇い外国人（3）自然科学」. 鹿島研究所出版会, 258 p.

1968 日本科学史学会：「自然」. 日本科学技術史大系, 第11巻, 第一法規出版.

1970 北川敏男：「科学計画への道　日本学術会議の十七年」. 共立出版, 363 p.

1970 大矢真一：日本科学史（展望). 科学史研究（II), Vol. 9, No. 95, p. 129–138.

1971 「京都大学防災研究所二十年史」. 217 p.

1971 岩城正夫：日本科学史学会30年の歩み. 科学史研究（II), Vol. 10, No. 100, p. 195–201.

1972　福田繁：九十五周年を迎えて．国立科学博物館ニュース，No. 11, p. 1-5.

1973　国立国会図書館整理部編：「国立国会図書館所蔵明治期刊行図書目録　第3巻　自然科学・医学・農学・工学・家事・芸術・体育・諸芸の部」．国立国会図書館，863 p.

1973　上野益三：「日本博物学史」．平凡社．680 p. 索引73 p.

1974　日本学術会議25周年記念特集．日本学術会議月報，Vol. 15, No. 1.

1974　日本学術会議編：「日本学術会議25年史」．606 p.

1974　鶴田總一郎　他：自然史博物館への招待（特集）．自然科学と博物館，Vol. 41, No. 4, p. 137-184.

1974　玉虫文一　他：「原典による自然科学の歩み」．講談社．537 p.＋11 p.

1974　総合学生問題研究所：「大学大鑑1974，特集大学百年史」．日本学術通信社，592 p.

1975　「北大工学部五十年史」．北大工学部創立五十周年記念事業会，475 p.

(1976年5月28日受理)

書評と紹介

五百沢智也：ヒマラヤ・トレッキング．変形207頁，写真・地図・スケッチ多数，1976年，東京．

本書は地形学者としての，前後4回（1970, 1971～72, 1972～73, 1974～75年）にわたる現地踏査の成果，経験を土台として綴られたヒマラヤ地域の案内書である。

本書の大きな特色は，著者も述べるとおり，著者が自らの足で集めた莫大な生まの資料を極力地図類という形で統一的に結集したこと，さらにこれを補なうに傑出したスケッチ類および美事な写真を以てしたことにあるといえる。

内容は大きく4つに分れる。第1部ではヒマラヤ地域の自然誌，文化誌概説，およびこの地域の徒歩旅行のための計画，準備に必要な心得等が述べられる。とかく無味乾燥，あるいは平盤的になりやすいこれらの内容が全くいきいきと描き出されているのはそこにこの地域にふたたび歩を運んだ著者の体験が十分に生かされているからであろう。

第2部から第4部までは，著者が歩いた，そして地理学専攻の著者の眼に映じたヒマラヤ地域の姿についてのいきいきとした記述である。最も多くの紙面が割かれているのは，ネパール・ヒマラヤ，エベレスト山麓，ポカラ周辺，ランタン谷，その他，のそれぞれのトレッキングを主題にした第2部である。次いで第3部ではカシミール等の西ヒマラヤがやや詳細に，また最後の第4部ではダージリン，アッサム等の東ヒマラヤがやや簡潔に扱われている。

このような本書は，ヒマラヤ地域の徒歩旅行のための，信頼に価する案内書であることは勿論であろう。しかし本書は単にそれにとどまらず，もっと広く，この地域を知ろうとする人達にとって，親しみやすい書でもある。ヒマラヤの多くの山容を浮び出させている多くの素晴らしいスケッチ，この地域の特色を浮きぼりにしている数枚のブロック・ダイアグラム等は，出来栄えの立派な写真とあいまって，この地域の姿をほうふつとさせている。著者の簡明な記述は大変説得力が大きい。さらに，この地域内の大小の集落，特にそれらの主要な「通り」についての微細きわまるスケッチ・マップは，この地域の集落の構造や機能を学ぶ上での貴重な資料であろう。

こうしてみると，本書はこの地域に関する異色ある地理書でもあるといえよう。もとより本書は，いわば肩を張った学術専門書ではないであろうが，その蔵する内容は深く，伝えるところまたきわめて多い。本書が広く各方面で利用されることを期待してやまない。　　（矢沢大二）

協会記事

将来検討委員会（第7回，昭和51年11月12日）

I．出席者：末野委員長，岩生，神山，川上，保柳，森本，矢沢各委員

II．議　事：

1，斎藤委員より東亜不動産との，その後の打合せの結果について報告があり了承された。

編集委員会（昭和51年11月26日）

I．出席者：矢沢委員長，安斉，井上，川上，佐藤(久)，諏訪，高崎，前島各委員

II．議　事：

1，東京地学協会100年記念出版物刊行計画（案）について審議された。

2，地学雑誌第86巻1号の編集について審議された。

52年度役員候補者推薦委員会（昭和51年11月27日）

I．出席者：有井琢磨，片山信夫，金沢茂夫，斉藤正次，諏訪彰，鳥居栄一郎，西川治，浜田隆士各委員，連絡理事川上喜代四理事，

II．議　事：

1，委員長に斉藤正次委員を互選した。
2，次の候補者を決定した。
地質専攻：片山信夫，池辺展生，青柳信義，木村敏雄，高坂晴男，宮久三千年，木村達明，佐藤正，（補欠）1，浜田隆士，　2，堀　福太郎，
地理専攻：木内信藏，市川正巳，井関弘太郎，佐藤　久，（補欠）1，門村　浩，2，水上高幸，
地球物理専攻：早川正己，河村武，関原　彊
3，監事候補者：神山貞二，
4，会長候補者：坪井誠太郎
5，選挙管理委員に次の3氏を選出した，
浜田隆士，西川治，金沢茂，
6，選挙管理委員会で投票締切日を昭和52年3月31日とし，開票日を昭和52年4月8日(予定)，に決定した。

将来検討委員会（第8回，昭和51年12月7日）

Ｉ．出席者：末野委員長，岩生，片山，神山，川上，斉藤，保柳各委員，

II．議　事：
1，経過報告がなされ，これを承認した。

百周年記念事業準備委員会
(昭和51年12月10日)

Ｉ．出席者：保柳委員長，岩生，尾崎，川上，矢沢各委員，

II．議　事：経過報告が承認され計画案の骨子について審議された。

地学雑誌 第816号　昭和51年12月20日印刷
昭和51年12月25日発行

編集兼発行者　矢沢 大二
印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎 3-12-15
発行所　社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号 102
電話 東京 (261)0809番
振替口座 東京 66278番

地学雑誌第85巻総目次

論説・報告

題名	著書	号	ページ
経済水域と地理学上の問題点	川上健三	1	1～9
永久凍土調査	木下誠一	1	10～27
利尻島における偏形樹の形成要因について	田上善夫	1	28～42
レバノン山脈の気候地形	小泉武栄	2	65～78
南関東地域の地下水利用と地盤沈下	新藤静夫	2	79～108
斜面崩壊の地質学的研究	渡辺景隆・田中芳則	3	123～142
ネパール　ヒマラヤの構造土	岩田修二・藤井理行・樋口敬二	3	143～161
世界における地熱開発の趨勢	陶山淳治	4	179～187
日本の地熱資源	角清愛	4	188～204
日本における地熱探査	馬場健三	4	205～215
DIETZ 説による地向斜，ならびに討論	堀越叡	4	216～231
都市の人口密度分布とその変化―広島市を例として	森川洋	5	237～254
ボリビアの白亜系について	前田四郎・Mario H. URDININEA R	5	255～269
インド・パンジャーブ平原と北部タール砂漠の地形学的研究	成瀬敏郎	6	311～328
九州西方の海底地形・地質構造	桜井操・水野真男	6	329～341

短報・資料

題名	著書	号	ページ
東亜地質鉱産誌編集委員会	坂本峻雄	1	43～60
1975年4月21日大分県中部の地震にみられた断層活動に関連させ得る現象	松田磐余・田村俊和・望月利男・国井隆弘	2	109～114
南・東アジアの構造地質図編集者会議と鉱床生成図作製の準備	兼平慶一郎	2	115～118
第8回国際石炭系会議報告	猪郷久義・小池敏夫	3	162～166
第13回太平洋学術会議と，その中心議題としての「太平洋圏における人類の将来」について	渡辺光	5	270～279
第13回太平洋学術会議の報告	松本達郎	5	280～288
環太平洋マップ・プロジェクト	西脇親雄・佐野浚一	5	289～297
第10回 IGU 地形分類調査図化委員会（オランダ）報告	大矢雅彦	5	289～301
日本列島と朝鮮半島の相互雨陰作用	鈴木秀夫	6	342～347
マラッカ・シンガポール海峡の共同水路測量(続)	川上喜代四	6	348～353
日本地学史文献集　付　海外関係文献	日本地学史資料調査委員会	6	354～379

書評と紹介

出版物	紹介者	号	ページ
田中館秀三―業績と追憶―(矢沢大二)	田中館秀三業績刊行会編	1	61

本州四国連絡架橋に伴う周辺地域の自然環境保全のための
調査報告書(式 正英) ……国立公園協会 2 119
被子植物の起源(前田四郎) ……浅間一男 3 167～168
九州古第三紀層の層序(井上英二) ……長尾巧 3 168～169
伊能忠敬の科学的業績(織田武雄) ……保柳睦美編著 4 232～234
海洋環境図，外洋編 北西太平洋(川上喜代四) ……水路部海洋資料センター編集 4 234～235
Das Klima der Alpen im Raume von Tirol 〔A. Leidlmair u. F. Huter (herausg.) : Monographie zur LandeskundeTirols. Folge I〕(矢沢大二) ……Franz FLIRI 5 302～304
神戸層群産植物化石(浜田隆士) ……堀治三郎 304～305
日本の古生代頭足類化石(浜田隆士) ……小泉斉 305～306
Evolution and morphology of the Trilobita, Trilobitoidea and Merostomata (浜田隆士) ……A. MARTINSSON ed. 306～307
Trilobites—A photographic atlas— (浜田隆士) ……Riccardo LEV-SETTI 307
ヒマラヤ・トレッキング(矢沢大二) ……五百沢智也 6 307

口絵

題名	執筆者	号
崖に露出する地下氷，波蝕をうけたピンゴ	木下誠一	1
南極ビクトリアランドのドライ・バレー	倉沢一	2
ネパール・ヒマラヤの氷河・岩石氷河・ソリフラクションローブ	藤井理行	3
ビクトリアの滝	島宏	4
アンデスの氷食地形	前田四郎	5
インド，タール砂漠の砂丘	成瀬敏郎	6

Contents of Journal of Geograpy, Vol. 85, 1976

Article	Author	Page
Economic Zone and Its Geographically Controversial Points	Kenzo KAWAKAMI	1~ 9
Joint Studies on Physical and Biological Environments in the Permafrost	Seiiti KINOSHITA	10~ 27
Formation of Wind-shaped Trees in Rishirito-island, Hokkaido	Yoshio TAGAMI	28~ 42
Compilation Committee for Geology and Mineral Resources of the Far East	Takao SAKAMOTO	43~ 60
Climatic Geomorphology of Lebanese High Mountains	Takeei KOIZUMI	65~ 78
Groundwater Utilization and Landsubsidence in the Southern Kanto District	Shizuo SHINDOU	79~108
Some Evidences of Faulting Associated with the Earthquake of April 21, 1975 in the Central Part of Oita Prefecture	Iware MATSUDA, Toshikazu TAMURA, Toshio MOCHIZUKI and Takahiro KUNII	109~114
Meeting of the Editorial Committee of Tectonic Map and the Preparation of Metallogenic Map of South and East Asia	Keiichiro KANEHIRA	115~118
Geological Study of Landslide	Kagetaka WATANABE and Yoshinori TANAKA	123~142
Patterned Ground of the Nepal Himalayas	Shuji IWATA, Yoshiyuki FUJII and Keiji HIGUCHI	143~161
VII International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, 1975	Hisayoshi IGO and Toshio KOIKE	162~166
On the Situation of the Development of the Geothermal Resources	Junji SUYAMA	179~187
Geothermal Resources of Japan	Kiyoshi SUMI	188~204
Geothermal Exploration in Japan	Kenzo BABA	205~215
New Concept of Geosyncline Proposed by DIETZ and the Related Discussions	Ei HORIKOSHI	216~231
The Spatial Distribution and Chaning Pattern of Urban Population Density: A Case Study of Hiroshima City	Hiroshi MORIKAWA	237~254
Note on the Cretaceous System in Bolivia	Shiro MAEDA and Mario H. URDININEA R.	255~269
The 13th Pacific Science Congress, Vancoubar, Canada		

1975, and the Problems Related to Mankind's
Future in the Pacific ·· Akira WATANABE 270～279
A Report of the 13th Pacific Science Congress ·············· Tatsuro MATSUMOTO 280～288
Circum-Pacific Map Project ··············· Chikao NISHIWAKI and Shun-ichi SANO 289～297
Report of the 10th Meeting of the IGU Commission on
Geomorphological Survey and Mapping held in
the Netherlands ·· Masahiko OYA 298～301
A Geomorphological Study of the Punjab Plain and the
Northern Part of the Thar Desert in India ···················· Toshiro NARUSE 311～328
Submarine Topography and Geological Structure West of
Kyusyu, Japan ···························· Misao SAKURAI and Manao NAGANO 329～341
Mutural Rain Shadow Effect between Japanese Islands
and Korean Peninsula ·· Hideo SUZUKI 342～347
Joint Hydrographic Surveys in the Straits of
Malacca and Singapore (Continued) ······················ Kiyoshi KAWAKAMI 348～353
Bibliography of History of Japanese Earth Sciences ······ Compiled by Committee
for History of Japanese Earth Sciencn, Tokyo Geographical Society 354～379

東京地学協会取扱い出版物 (▲印新刊)

1/5万 地質図説明書付き (除△印)

50円
00円
松
西部
三崎
館
小島
肥
田
本
水
泊
水
龍
岬
方
島
立
住
内
岐
元島
市
島
本
山

0円
0円
穂
湖
山
尾
田
台
走
岳

飯田
伊万里
岩内

羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦

襟裳岬
遠別

大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島
大屋市場

海南
蠣ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島

霧島山
北見

鞍岡
草津

甲府
小山瀬戸
国分
国領
昆布森

佐用
猿留

塩尻
志布志
城端

周匝
須坂

諏訪

川内

鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良

近川
智頭

津山東部
月形
土淵

都農
徳舜瞥

当別
動木
苫前
富高
富山

那智
男体山

仁位
西徳富

沼田

根雨

鋸崎

羽島
初浦
羽幌
浜益

美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島
人首

深浦
船津
幌泉

母衣月
三島
三田井
三厩

森吉山
門別

焼石岳

米子
呼子

陸中野田

留萌

涌谷
若柳

各 890円
〒 450円
五所川原
田老
妹背牛
△横田
▲脇野沢

850円 〒400円
山形市北部地質図

各 1,390円
〒 450円
磯浜
岩沼
魚津
臼杵
川尻
金華山
熊石
久遠
五城目
竹貫
那珂湊
野尻
陸奥川内
米内沢
彦根東部

各 1,510円
〒 450円
羽後和田
大樹
飛驒古川
館

各 2,390円
〒 450円
蓼科山
浜松

1/50万地質図 〒300

東京	890
八丈島	500
奄美大島	500
金沢	1,280
岡山	1,280
▲福岡	1,950

450円
本・郷ノ浦 〃 600円
・霞露岳 〃 600円

大間・佐井 1組 600円

阿田和・新宮 1組 890円
伊予高山・八幡浜 〃 890円
掛塚・見付 〃 890円

1975, and the Problems Related to Mankind's
Future in the Pacific ·········· Akira WATANABE 270～279
A Report of the 13th Pacific Science Congress ·········· Tatsuro MATSUMOTO 280～288
Circum-Pacific Map Project ·········· Chikao NISHIWAKI and Shun-ichi SANO 289～297
Report of the 10th Meeting of the IGU Commission on
Geomorphological Survey and Mapping held in
the Netherlands ·········· Masahiko OYA 298～301
A Geomorphological Study of the Punjab Plain and the
Northern Part of the Thar Desert in India ·········· Toshiro NARUSE 311～328
Submarine Topography and Geological Structure West of
Kyusyu, Japan ·········· Misao SAKURAI and Manao NAGANO 329～341
Mutural Rain Shadow Effect between Japanese Islands
and Korean Peninsula ·········· Hideo SUZUKI 342～347
Joint Hydrographic Surveys in the Straits of
Malacca and Singapore (Continued) ·········· Kiyoshi KAWAKAMI 348～353
Bibliography of History of Japanese Earth Sciences ······ Compiled by Committee
for History of Japanese Earth Sciencn, Tokyo Geographical Society 354～379

東京地学協会取扱い出版物 (▲印新刊)

1/5万 地質図説明書付き (除△印)

各 460円 〒 400円

上松、今治西部、伊予三崎、岩館、渡島小島、飫肥、磐田、串本、小清水、小泊、垂水、妻籠、都井岬、西方、八丈島、舂立、東茂住、幌加内、本岐、神子元島、三日市、焼尻島、湯本、吉野山

各 600円 〒 400円

赤穂、阿寒湖、秋葉山、足尾、厚田、阿仁合、網走、荒島岳

飯田、伊万里、岩内、羽前金山、宇部、宇部東部、内の浦、襟裳岬、遠別、大江山、大垣、大迫、大畑、近江長浜、大村、奥津、鬼鹿、尾花沢、小浜、雄冬、渡島大島、大屋市場、海南、鯛ノ浦、加子母、金木、加治木、鹿屋、釜石、上里、上猿払、唐津、冠島

霧島山、北見、鞍岡、草津、甲府、小山瀬戸、国分、国領、昆布森、佐用、猿留、塩尻、志布志、城端、周山、須坂、諏訪、川内、鷹巣、田沢湖、但馬竹田、達布、田並、太良鉱山、丹後由良、近川、智頭、津山東部、月形、土淵

都農、徳舜瞥、当別、動木、苫前、富高、富山、那智、男体山、仁位、西徳富、沼田、根雨、鋸崎、羽島、初浦、羽幌、浜益、美幌、燧岳、肥前高島付野母崎、日奈久、日向青島、平戸、弘前、肥前江ノ島、人首、深浦、船津、幌泉

母衣月、三島、三田井、三厩、森吉山、門別、焼石岳、米子、呼子、陸中野田、留萌、涌谷、若柳

各 890円 〒 450円

五所川原、田老、妹背牛、△横田、▲脇野沢

850円 〒400円 山形市北部地質図

各 1,390円 〒 450円

磯浜、岩沼、魚津、臼杵、川尻、金華山、熊石、久遠、五城目、竹貫、那珂湊、野尻、陸奥川内、米内沢、彦根東部

各 1,510円 〒 450円

羽後和田、大樹、飛騨古川

舘

各 2,390円 〒 450円

蓼科山、浜松

1/50万地質図	〒300
東京	890
八丈島	500
奄美大島	500
金沢	1,280
岡山	1,280
▲福岡	1,950

各 〒450円

芦辺・勝本・郷ノ浦	〃	600円
大槌・霞露岳	〃	600円
大間・佐井	1組	600円
阿田和・新宮	1組	890円
伊予高山・八幡浜	〃	890円
掛塚・見付	〃	890円

東京地学協会取扱い出版物

地質調査所報告

号	各 〒 500円	定価 円
156	地震探鉱反射法の研究	300
160	兵庫県西播地域工業水源地域調査報告	470
161	山形市付近の天然ガス地化学調査報告	500
162	秋田県小坂鉱山の母岩の変質	450
164	火薬爆発によって生ずる雑振動および反射波の実験的研究	450
165	北海道のチタン資源	550
168	宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書	450
176	北海道のクロウム鉱床	400
182	地震探鉱における群設置法と多孔爆発法の研究	370
184	弾性波パルスの伝播に関する研究	400
185	上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地	460
186	八幡油田鹹水の地球化学	620
188	地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について	400
189	青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について	350
190	日本におけるウランの産状 I	1,300
191	琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究	1,000
193	北海道釧路地域の炭田ガスについて	470
194	天草下島教良木層産治新世有孔虫類	470
197	北海道中軸帯白亜系の堆積について	800
200	本邦クロム鉱床の成因的研究	580
220	北海道の鉄資源	550
221	北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床	470
226	イラン国北西部のアングラン鉱山	430
235	北西九州古第三紀砂岩中のジルコン—ざくろ石—電気石比がもつ地質学的意義	500
248	西南日本内帯の"夜久野複合岩体"中の変はんれい岩とその関連岩類	700
254	爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究	95
特別号	(C) ゲルマニウム資源について	33
特別号	(5) 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造	1,05

日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950)	20 〒35

第11回太平洋学術会議組織委員会編集
Japan Guide Book for the Congress Tours
頒布価格1部 700円 〒 400

地質調査所月報 毎月発行, 1カ年 (昭, 51年) 15,600円

軟体動物のチックリスト	定価 9,000円	〒58

備考 ご注文の代金 (送料含め) は前金で頂きます。
〒 102 東京都千代田区二番町 12—2
社団法人・東京地学協会

御送金先 下記何れか宛にお願いいたします,
振 替 口 座—東京—066278
第一勧業銀行麹町支店—1404044
三菱銀行麹町支店—4048103

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 86, No. 1 (817), 1977

目　　次

論説・報告

倉沢　一：南極の火山と火山岩……………………………………………………(1)
倉嶋　厚：気象災害の時代的変遷と，これに対応する防災気象情報の発展について………(20)
徳永英二：最も確からしい水路網およびそれによって構成される
　流域の諸パラメータについて—水路網に関する集合論的考察—……………………(39)
木村敏雄：日本列島の構造発達史とプレートテクトニクス説…………………………(54)

書評と紹介

D. SCHREIBER: Entwurf einer Klimaeinteilung für landwirtschaftliche
　Belange (矢沢大二) ……………………………………………………………(68)
N. PAVONI and R. GREEN (edited): Recent Crustal Movement
　(Developments in Geotectonics, 9) (前田四郎)…………………………………(69)

学会消息記事：…………………………………………………………………(71)

口　　絵：バイエルン・フォルアルペン河谷内部の氷河堆積物とムルナウ礫層 (式　正英)

CONTENTS

Volcanoes and Volcanic Rocks in
　Antarctica……………………………………………Hajime KURASAWA (1)
Recent Change of Meteorological Disaster and Development of
　Meteorological Information using Activities on Preventing
　Disaster……………………………………………Atsushi KURASHIMA (20)
On Geomorphic Parameters of the Most Probable
　Channel Networks……………………………………………Eiji TOKUNAGA (39)
Structural Development of Japan and
　Plate-Tectonics……………………………………………Toshio KIMURA (54)

Book Reviews and Society's News

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

東京地学協会取扱い出版物 (▲印新刊)

1/20万 地質図 各〒300円

石巻	440	松山	620
大分	440	宮津	620
男鹿島	440	稚内	620
唐津	440	岩内	870
高知	440	天塩	870
野辺地	440	広尾	870
羽幌	440	尻屋崎	870
輪島	440	鳥取	1,140
青森	620	北見	1,140
網走	620	剣山	1,140
伊良湖岬	620	斜里	1,140
酒田	620	留萌	1,140
新庄	620	帯広	1,310
標津	620	知床岬	1,310
苫小牧	620	釧路	1,310
根室	1,140	▲静岡および御前崎	1,870
深浦	620		

各〒400円

1/200万	日本地質図	1,560
1/200万	日本温泉分布図	1,280
1/200万	日本変成相図	700
1/200万	日本の火山	1,490
1/200万	日本炭田図	890
1/200万	日本鉱床生成図 (14)	720
1/200万	日本鉱床生成図 (15)	940
1/ 20万	中部地方領家帯	2,100
1/ 50万	後期新生代地質構造図東京	1,280
1/ 50万	地質構造図秋田	1,090
1/2万5千	佐世保北部	1,090
1/2万5千	生駒山地西麓部	830
1/2万5千	鬼首	830
1/ 10万	石狩沖積低地	1,240
1/ 50万	第四紀地殻変動図近畿	1,580
1/ 20万	海洋地質図I、甑島周辺海域海底地質図	1,850
1/ 20万	海洋地質図II、対島五島海域表層地質図	1,350
▲1/ 20万	海洋地質図III、相模灘及付近海底地質図	1,840
▲1/ 20万	海洋地質図IV：相模灘及付近表層堆積図	1,630
▲1/200万	日本油田ガス田分布図	1,150
▲1/200万	粘土鉱床分布図	1,370
	日本温泉-鉱泉-一覧	930
1/200万	地質編集図 No. 16 1 絶対年代図	650
1/ 10万	東京湾周辺地域の地質	2,500
1/500万	An Outline of the Geology of Japan	1,030
1/ 5万	阿寺断層周辺地域の地質構造図	2,520

各〒400円

北海道金属・非金属鉱床総覧 I	610
北海道金属・非金属鉱床総覧 II	590
北海道金属・非金属鉱床総覧 III	560
北海道金属・非金属鉱床総覧 IV	1,490

各〒450円

日本油田ガス田図(I)	青山奥	820
日本油田ガス田図(II)	横浜	820
日本油田ガス田図(III)	横須賀	820
日本油田ガス田図(VII)	魚沼	3,410 〒750
日本油田ガス田図(VIII)	本宿	1,510
日本油田ガス田図(IX)	七谷	820
日本油田ガス田図(X)	茂原	2,140
日本油田ガス田図(XI)	佐渡	1,510

日本水理地質図(I)	木曽川左岸・矢作川・豊川流域	840
日本水理地質図(IV)	山梨県釜無川および笛吹川流域	650
日本水理地質図(V)	香東川・土器川・財田川流域	650
日本水理地質図(VI)	愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域	650
日本水理地質図(VII)	千葉西部	650
日本水理地質図(VIII)	奈良県大和川流域	650
日本水理地質図(X)	関東平野北西部	650
日本水理地質図(XI)	長野県松本盆地	650
日本水理地質図(XII)	兵庫県南西部	840
日本水理地質図(XIII)	佐賀・福岡県筑後川中流域	840
日本水理地質図(XV)	都城盆地	840
日本水理地質図(XVI)	仙台湾臨海地域	840
日本水理地質図(XVII)	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	840
日本水理地質図(XVIII)	福岡・大分山国川および駅館川流域	840
日本水理地質図(XIX)	熊本県白川および黒川流域	840
日本水理地質図(XX)	鳥取県日野川流域	840
日本水理地質図(XXI)	福岡県矢部川中流域	840
日本水理地質図(XXII)	山梨・長野県釜無川上流域	1,110
日本水理地質図(XXIII)	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,390
日本水理地質図(XXIV)	長野県千曲川中流域	1,390
日本水理地質図(XXV)	島原半島	1,630

空中磁気図(I)	酒田-村上-弥彦-糸魚川海域	1,030 〒450
空中磁気図(II)	稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域	1,030 〒450
空中磁気図(VIII.IX.X)	厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域	1,030 〒450
空中磁気図 XI.XII)	輪島-福井-陸奥-尻屋崎-八戸-宮古-気仙沼-花巻海域	1,280 〒450



写真 1　南ドイツ，バイエルン，フォルアルペン，レーンバッハ河谷内部の氷河成堆積段丘

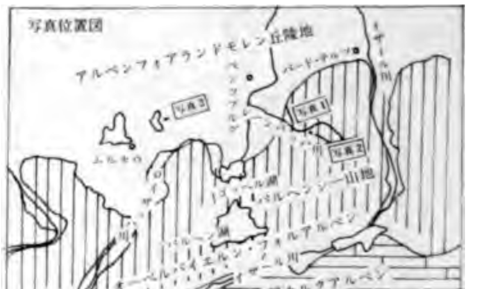


写真 2　レーンバッハ河谷の氷河成堆積物の露頭



写真 3　ムルナウ砂礫層の露頭

バイエルン・フォルアルペン河谷内部の氷河堆積物とムルナウ礫層



西ドイツのオーベルバイエルン・フォルアルペンはアルプスの前山で主稜線高度が1800 m，現存氷河をもたないが，1500 m，1300 m，1100 m の高さに圏谷底のある圏谷群が発達し，日本アルプスの高山山稜付近に地形が類似している。圏谷底につながる河谷の内部に，著大な氷河堆積物（till）段丘のみられる場合がある。写真—1はバルヘンシー山地のレーンバッハ（Lainbach）川，ゼーデル・アルム右岸のもので，付近の山稜高度 1060 m に対し段丘頂部は960m に達し，河床から200 m の高さをもつ。till は脆弱な堆積物で，南面している段丘崖は河川の undercutting も加わつて，写真の様に，長大な急斜面には崩壊が発生している。写真—2はその対面の左岸側にある北向きの段丘崖であり，大小の亜角礫，砂，粘土をまじえた淘汰の悪い地層が露出し，氷河成堆積物の特色が示されている，段丘頂部近くは急だがこの下につづく部分は上部からの崩壊物質が匍行する緩斜面となつている。人物はプレトリア大学（南ア連邦）のフェアホフ教授（ミュヘン大学で研究中）で，上の板は落下する砂礫量を測定するためのもの，下の箱の中には自記地中温度計を装着してある。霜による侵食量測定のため，数カ所に設置し，数日おきに観測している。氷河堆積物中に，レーンバッハ流域中にはない，片麻岩礫（アルプス主部に由来する）が含まれているので，この段丘は，バルヘン湖の鞍部を越えて北流し，平野部に広がっていたヴィルム氷期のイザール氷河の逆流によつて堆積されたものと認められる。写真—3は平野部にあるムルナウ砂礫層（Murnau schotters）と呼ばれ，建設用骨材として盛んに採掘されているもので，ムルナウ市街の北東で撮影した。ヴィルム氷期に形成された舌状盆地を囲む堆石堤の一部である。氷舌の前進，後退は細かく時期に分かれて変化していたことを示している。すなわち，下半分の相対的に黝ずんだ部分は，円礫を主体とするアウトウオッシュ砂礫層，上部は粘土の含量が多いために明灰色にみえる氷河堆積物である。この氷河堆積物の厚さはこの場所では1.5m に過ぎない。

(1972年3月—5月　式　正英)

地学雑誌 86, 1 (1977)

南極の火山と火山岩

倉　沢　　一*

Volcanoes and Volcanic Rocks in Antarctica

Hajime KURASAWA

Abstract

The Antarctic continent is unique in a variety of respect, one being that it appears to lie at a geological nodal point formed by the junction of major tectonic elements extending southward from Atlantic, Indian and Pacific Oceans, South America and New Zealand.

The distribution of volcanic activity in Antarctica, especially the later part of Cenozoic time, has considerable bearing on any interpretations of orogenic patterns or history. The greatest development of Cenozoic volcanoes and the most widespread extent of volcanic rocks is in west Antarctica, occuping nearly all of the great sweep of Marie Byrd Land across 50° of longitude, a distance of about 1,600 km. This volcanic province forms a band extending roughly 450 km inland from the coast. Another large volcanic province, through less extensive than that in Marie Byrd Land, lies along the coast of Victoria Land facing the Ross Sea. In the almost continuous outcrop along the coast for a distance of 250 km. At least ten domes or shield-volcanoes overlap to form the Hallett volcanic province. On the continent proper, no volcanic rocks are known to occur between the Melbourne volcanic province and the Dry Valley—Mt. Discovery area of the McMurdo volcanic province, more than 380 km farther south. At the latter locality, small cinder cones are scattered along the sides of Taylor Valley. In this province, offshore, Black and White Islands, Ross Island, and some little islands are of volcanic origin.

Late Tertiary and Quaternary volcanic rocks, mainly olivine basalt, are more common near the northern end of the Antarctic Peninsula where several islands off both the eastern and western coast are of volcanic origin. Best known, of course, is Deception Island on which violent eruptions occurred in 1967 and 1969.

The Ross Island of McMurdo volcanic province in Southern Victoria Land is similarly situated generally east of the continental margin. Subsidiary centres and lines of cones on Ross Island have a radial symmetry around Mt. Erebus (3,794 m) as an active volcano, and their distribution may thus be related to radial fractures at approximately 120° to each other. Mt. Erebus and other volcanoes of Ross Island consist of basanitoid, alkali olivine basalt, trachyte and phonolite. The volcanic rocks vary considerably in composition throughout the Marie Byrd Land and Victoria Land, forming a large alkalic

* 地質調査所地球化学課　　Geochemical Research Section, Geological Survey of Japan.

province, in which alkali basalt, trachyte and phonolite are representative rocks. Ultramafic inclusions are frequently found throughout this region.

The South Shetland Island, lying off the Antarctic Peninsula, contain several composite strato-volcanoes including Deception Island which recently erupted along the ring fractures of caldera. These volcanic islands are composed of olivine basalt and andesite, all of which are rich in soda, but their mineralogy is similar to that of high-alkali tholeiite with high-alumina content and its derivatives. It is true that the most of the volcanic rocks erupted along the orogenic belt are of calc-alkali rock series. The rocks of the South Sandwich Islands are considered to have derived by fractional crystallization of a primary low-alkali tholeiitic magma. It is also suggested that the rocks of the South Shetland Islands and some volcanoes of the southern Andes have derived by fractional crystallization of a primary high-alkali tholeiitic magma with high-alumina content.

The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in the island-arc low-alkali tholeiite series from the South Sandwich Islands cluster about a value of 0.7040. The uniformity of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ values is consistent with the fractional crystallization relationship. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of the volcanic rocks from Deception Island have a mean value of 0.7036. This value is very similar to the ratios of basaltic rocks from Island Arcs. Basaltic rocks from Ross Island show a rather narrow range of initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio. When, however, intermediate and silicic rocks are included, significant isotopic variations are found among the rocks from Ross Island. The trachytes have significantly higher ratios of 0.7040 to 0.7042 than those of the basaltic rocks of 0.70335 to 0.70384. The basaltic rocks appear to be comagmatic with similar low initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios around 0.7035. This ratio is comparable with ratios of the other alkaline rocks from oceanic island. Even though the Ross Island volcanic are similar to oceanic island basalts and do not show a significant component of sialic crust material, some contamination of such material may be indicated by the variation of initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio between Ross Island basalt and Ross Island trachyte. Contamination by submarine sediments and/or by sialic rocks could explain the initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio, but it does not account for the peculiarities in chemistry such as high Rb and Sr which characterize the trachytes. This model also raises problems regarding the nature of parental material. Strontium isotope and some minor elements of the Ross Island volcanics which occur on the margin of the continent are very similar to those of oceanic islands.

I. はじめに

「南にある未知の大陸」と信じられていたこの南半球の広大な大陸は，16世紀に入つてから，航海術の発達に伴ない，やがて18世紀になつてオランダ，フランス，イギリスの航海者たちは次第に南極に近づいた。イギリスの J. クックが1772～75年に南極大陸の周航を成功させ，南極大陸の歴史がはじまつた。それから200年を経た現在，地球科学に籍をおく一介の研究者である筆者が，南極大陸に立ち，つぶさに現地を見ることが出来るような時代になつた（倉沢，1975 b；倉沢・大野，1975)。

そもそも，南極の研究に参加することになった経緯は，「ドライバレー掘削計画 (Dry Valley Drilling Project, DVDP)」という国際共同研究が発足したことにある。1961年以来，ロス島の McMurdo 基地

(U.S.A.) からヘリコプターで1～2時間の地域に広がる無氷地帯，つまりドライバレー近くに基地をもつアメリカ隊やニュージーランド隊は，地学，生物などの調査隊を送り，南極の地史を探る上で貴重な研究を行なつた。日本からは鳥居鉄也博士を中心に，1963年度から同地域に散在する塩湖の成因と，それに関する南極大陸地史の研究などを行なつてきている。その間，同地域の解明には，深層掘削による各種堆積物の採集調査が重要な研究課題であるとして，1968年にアメリカ南極局に掘削調査を実施するよう提案した。1970年，アメリカの NSF の南極局はようやくこの計画を採り上げることになつた。同地域の調査に熱心なニュージーランドが加わり，ここに3国による共同研究が生れたのである。その後，3国による共同掘削計画は，各国の意見調整を経て，それぞれの実施機関が主務となつて，計画の推進が行なわれた。日本側では国立極地研究所を中心に，極地研究振興会の協力によつて行なわれている(鳥居他，1974；神沼他，1976)。

この計画では，ドライバレー地域に加えて，ロス島の火山岩類の火山層序学的ならびに岩石学，地球化学的研究を目的とした掘削も実施されている。筆者の役割は，その火山岩類の岩石学的ならびに地球化学的研究にある。また，ドライバレー地域に位置する南極横断山脈の基盤岩類やそれらを貫く火成岩類の研究も並行して行なわれている。

DVDP のセミナーは1974年5月にシアトルで，1975年1月にはニュージーランドのウエリントンで行なわれた。最終セミナーは1978年春～夏期に東京で開催され，その後論文集も刊行されることになつている。この計画終了後も，南極横断山脈にかけて，共同研究が続けられそうである。さらに，ウエデル海に近いペンサコラ山脈に，世界最大規模の貫入岩体であるデュフェック岩体 (Dufek Massif) の研究も計画されている。この岩体の層厚は7,000～9,000m に達する (HIMMELBERG and FORD, 1976)。

本文では，南極についての紹介を含めて，おもに火山と火山岩の既存の資料と新知見とを加えて論述する。また，南極の火成活動についても論及したい。

II. 南極とは

人類の歴史に古くから接触のあつた北極は，紀元前にその探検の歴史はさかのぼる。南極・北極という言葉は，古代ギリシャ人によつてすでに呼ばれていた。北極という言葉は，北極地域の夜空に広がる星座の大熊座のギリシャ語 *Arktos* (クマ) からとつたもの。南極は北極の反対側であるから **Arctic** の反対で，**Antarctic** と呼ばれるようになつた。現在では Arctic は北極点を中心とする海洋や陸地を含む北極地域を，また Antarctic は南極大陸とその周辺海域を含む南極地域をあらわすことになつている。

南極地域は，南極点，つまり地理学的南極点 (South Geographical Pole) を中心に，氷雪におおわれた南極大陸とその付属の島々，さらに，これらをとりまくインド洋，太平洋，大西洋などが含まれている。「南極」という表現には，南極点を意味する場合もあるが，南極地域をさす場合もある。しかし，この南極地域というものの定義も，かなり漠然としている。一般には種々の自然現象の特性から，南極海の50～60°S 付近にかけて存在する，南極収束線から南を南極地域とよぶことが多い。1959年に発効した南極地域条約では，この条約の適用範囲を，60°S 以南の陸地や海域を指定している。

南極と北極とは，対象的な位置にあり，それらの共通点は，両極地とも雪や氷に支配されて寒く，長く太陽の沈まない夏と，太陽のあらわれない長い冬の夜を迎え冬の夜空には，美しい極彩色のオーロラが乱舞することにあろう。しかし，北極地域の大部分が，アジア，北アメリカ，ヨーロッパの大陸とグリーンランドなどの島でかこまれた海であるが，南極地域の中心には，地球上最も高い標高をもつ大陸があるという，地形上の大きな違いがある。

南極大陸は，1,360万 km²，地球上第5番目の大きな大陸で，中華人民共和国とインドとをあわせた広さをもつ。日本の37倍である。しかも，オーストラリアから3,500km，南アフリカから4,000km，近いといわれる南米までは，ドレイク海峡をはさんで，970km も離れた孤立の大陸である。人類にとつてもつ

とも疎遠な大陸となつている。

南極大陸は，膨大な大陸氷（氷床，大陸氷河）におおわれ，大陸の面積の95%にもおよぶ。氷の平均の厚さは1,900m といわれている。また，世界の氷の90%以上が南極大陸に存在し，淡水の巨大な貯蔵庫である。大陸内部の降雪は，重みで次第に圧縮され，フィルン（Firn）となり，やがて大陸氷となる。ロス氷棚（53.85万 km^2）とフイルヒナー氷棚（48.3万 km^2）はとくに大きく，南極大陸の大陸氷の中央高原からゆつくり移動して海岸に達する氷河作用で供給されている。ロス氷棚はフランスより広い面積をもつている。

南極大陸は，地形，地質のちがいから大きく２つに分けられる。ウエッデル海の東岸からロス海の西岸にいたる，ほぼ東経に位置する部分を，東南極大陸，また南極半島，マソー・バーランドを含む西経に位置する部分を西南極大陸とよぶ。この東西２つの大陸の中央部には，ロス海からウエッデル海の東側にかけて，2,000m から4,000m の高さをもつ南極横断山脈（Transantarctic Mts.）が，4,000 km にわたてつ走つている。

東南極は南極地域の $^2/_3$ を占め，ゴンドワナ大陸に属している。古く安定した楯状地で，先カンブリア紀の古い片麻岩，結晶片岩などを基盤としている。その基盤の平均高度は約530m で，大陸氷をあわせると，東南極は平均高度2,490m となつて，世界でもつとも高い大陸となつている。もし大陸氷が溶けたとしても，東大陸はオーストラリア程度の大陸（768.7万 km^2）として残ると思われる。

西南極は，南極半島からニュージーランドにつながる新しい造山帯の一部をなし，その中には火山が配列している。ロス島のエレバス（3,794m），ビクトリアランド南部のメルボルン（2,732m, 74°21′S, 164°42′E）あるいは南極半島の鼻先の南シエトランド諸島のデセプションの火山は，活火山として有名である。基盤の平均高度は－140m で，大陸氷をあわせて平均高度は1,690m となつている。大陸氷がなくなると，西南極は多くの島とフィョルドになつてしまう。しかし，これら大陸氷が消失したとすると，大陸の基盤は，今より700～1,000m は隆起すると考えられる。とはいえ，膨大な量の大陸氷が消失することは，まずないと考えれば，現在のままで，一つの大陸と見てさしつかえない。

南極大陸は，もつとも寒い地域で，北極にくらべると20°C は気温が低い。－88.3°C という世界最底気温が記録さてれいる。内陸地方では，真夏でも－20°C 以下である。

南極の降水量は，おもに固体降水（solid precipitation）で，年間30mm 以下という記録がある。しかし，沿岸地方では比較的多くなり，600mm に達する。南極半島がこれにあたる。植物はほとんどなく，動物，昆虫もきわめて少ない。しかし地質時代には，その化石から，シダ類や両生動物などが見出され，温暖な時代があつた。

南極大陸の調査研究は，気象学，大陸氷の秘密，大陸の歴史，地球物理学などの立場から，さらに海洋学的にもきわめて重要かつ興味のある内容が多い。南極大陸の研究は，1957～1958年に行なわれた IGY（国際地球観測年，International Geophysical Year）によつて，国際協力の名のもとに本格的なスタートがきられたといえよう。また南極条約が各国の批准をうけて，1961年６月23日から発効し，相互信頼の精神と協力の理念がつらぬかれてきている。南極の各国の基地を Fig. 1に示す。図中の半円（半径1,700 km）は，南極で使われている LC-130 Hercules 輸送機の往復飛行可能範囲であつて，同機はニュージーランドのクライストチャーチと南極の各国基地との間の，物資補給，人員の移動に活動している。

III. 南極の火山

南極大陸は南極横断山脈を境にして，東南極と西南極に分けられている。この山脈は，ロス造山帯(Ross Orogen）に属し，古生代はじめの造山帯である。Fig. 2に示したように，その北側の造山帯は，古生代末の造山帯で，オーストラリア東岸に発達したタスマン造山帯といわれているが，別の名では図のように Borchgrevink Orogen とも呼ばれているもので，ロス島の西方と北方のビクトリアランドをかすめてい

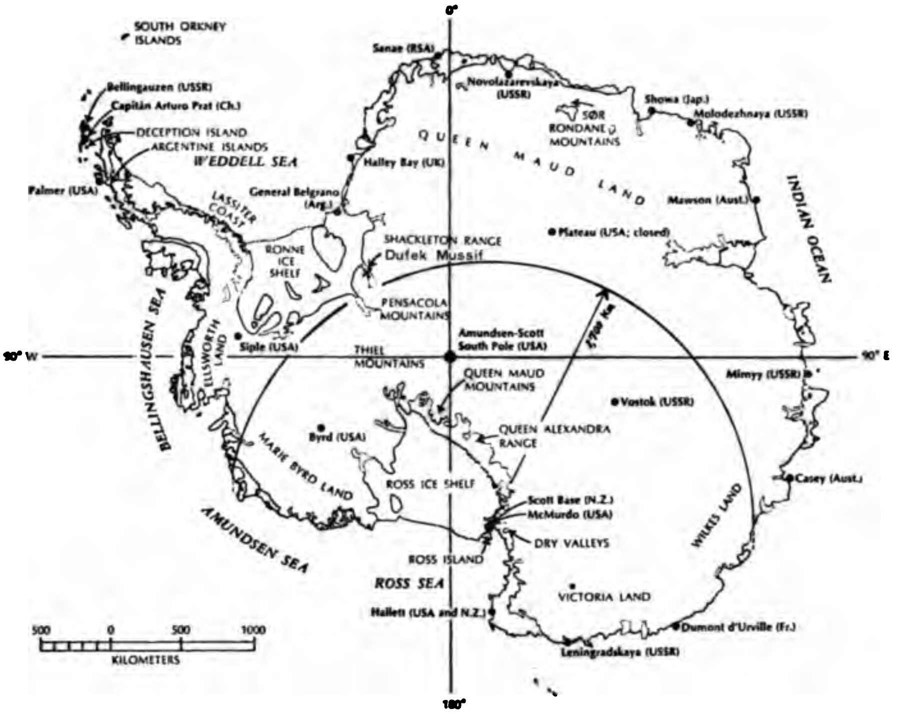


Fig. 1 Index map of Antarctica.

る。これに続く中生代はじめの褶曲，上昇によつて形成されたエルスワース (Ellsworth) 造山帯があるが，ロス造山帯と直角に曲つた山脈を形成しているから，その構造発達史からの取扱いがむづかしく，現在も調査が続けられている。この造山帯は，古いロス造山帯にわりこんで，ほんらいならば安定しているはずのビーコン (Beacon) 累層群を，局地的に褶曲させている。さらに北隣のアンデス (Andean) 造山帯は，ジュラ紀のマゼラン地向斜にはじまり，第三紀はじめに褶曲上昇したもので，マリー・バードランドから南極半島にひろがつている。第三紀中新世以後，断層運動による地塊運動で，ロス・ウェッデル地溝帯ができた。反対側の東南極では，先カンブリア紀を通じて，何回

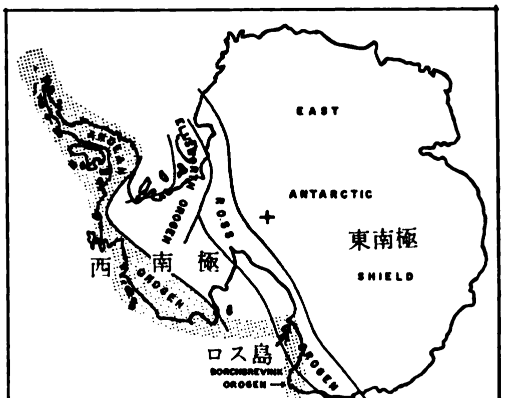


Fig. 2 Antarctic orogens. Stippled area approximates the Cenozoic volcanic province.

もの変成作用（造山運動）があつたことはわかつている。しかし露岩地域の少ないこととあわせて，何かちがつた造山運動があつたのかもしれないし，大陸移動の歴史もくみこまれていると考えられるので，はつきりした地史は編まれていない。

こうした背景の南極大陸，それも西南極には数多くの火山活動がみられる。南極地域の火山分布を Fig. 3に示す。西南極に広く分布する火山は，南極半島，マリー・バードランド (Marie Byrd Land) および

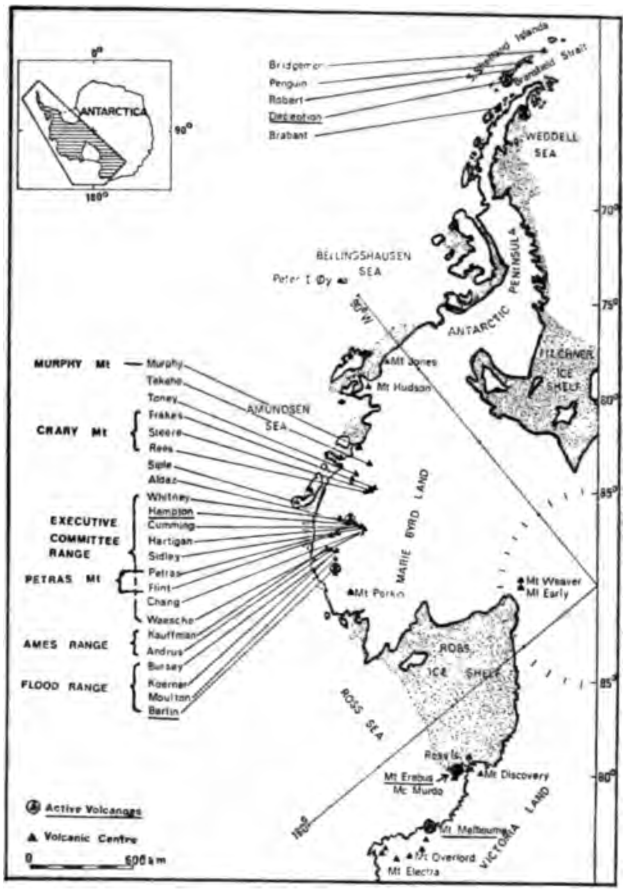


Fig. 3　Distribution of the volcanoes in west Antarctica.

ロス島を含めたビクトリアランド(Victoria Land) の3地域に区分できる。その火山分布を Fig. 3にみると，南極半島地域では南シェトランド諸島(South Shetland Islands)が，半島の北西側に，およそ10の大きな島からなつている。この中で有名な火山島の，現在も活動を続けているデセプション島 (Deception Island) の噴火は，最近のものでは1967年の海底噴火が12月4日から7日まで続き，径13～14km の馬蹄形の島の北部に小さな新島が生れている。また，1969年の活動は，2月21日にはじまり，2，3日間続いている。この噴火は島の東部で氷河の下ではじまり，氷河に深さ 40～60m, 長さ数 km の裂目ができた。それぞれの活動では熔岩は噴出されなかつたが，火山砕屑物が堆積している。1969年噴火であらわれた氷河の裂目には，厚さ 0.01～0.20m の火山砕屑物の層がはさまれていて，これで編年ができる。この堆積物から，1912±5年と1917±3年の噴火によると考えられる堆積層のバンドが確認されている。氷床層序学 (ice stratigraphy) とでもいえよう。地熱流量は 18×10^{-6} cal cm^{-2} sec^{-1} と観測され，マグマが地下 3～4 km にあると計算されている。馬蹄形の島は最高点が海抜602m で，その形はカルデラ・リムであろう。現在も，1969年の数 km におよぶ裂目の噴気口では150°C 以上の温度を示しているという。そのほか，南極半島の東側のウェッデル海側には，Fig. 3には省略したが，Christensen Nunatak 島と Lindenberg 島の活火山があるが，1893年の噴火活動以降は休止している(VIRAMONTE *et al.*, 1974)。

マリー・バードランド地域にはおよそ30の火山が記録されている。それらは西経 100° から 140°, 南緯76°から78° に広がつている。中生代～中新世，鮮新世の基盤岩類と玄武岩質火砕岩類の台地を覆つて，28の成層火山 (19カルデラ) とそれに付随する29の寄生火口は，15の火山グループに分けられている。火山体あるいはカルデラの大部分は氷で覆われて，海抜2,400m から 4,200m の山頂をもつ。溶岩流ならびに火砕流は，氷河の表面を流下し，部分的に氷で囲まれている。

ロス海に面するロス島 (Ross Island) および周辺地域には，数多くの火山と火口群が分布する (Fig. 4)。ロス島には，Bird (1,766m), Erebus (3,794m), Terra Nova (2,130m) および Terror (3,262m) の火山と，わずかな露頭のある海岸地域に火口群が認められる。エレバス火山は現在も盛んに噴煙をあげ (Fig. 5)，1974年12月現在でも，山頂火口内に熔岩池が生きている。ロス島南端の Hut Point 半島のマクマード基地(McMurdo Station) 近くの Observation Hill の粗面岩の K-Ar 年齢は1.10m. y. である

から，ロス島の火山活動は長い方である。もっとも，エレバスの火山活動と，その粗面岩の活動とは，連続した火山活動ではないとするならば，問題は別である。

ロス島近傍地域には，White 島，Black 島，あるいは Brown 半島，Discovery 山 (2,681 m) Morning 山 (2,723 m) などを中心にした火山活動域が，南〜南西方に広く分布する。さらに，ビクトリアランドの北方の海上には，Balleny 諸島があるが，時代がはっきりしていない。この付近の海底からドレッジされた礫は，かんらん石玄武岩である。

ロス島の対岸のドライバレーには，氷河で削られたものを含めて，およそ25以上の噴出口が散在している。とくにテーラー (Taylor) 谷両岸には粗面玄武岩の岩脈，火道 (vent)，噴石丘などがみられ，ほとんどのものが氷河で削られ，噴出口の根が露出している。

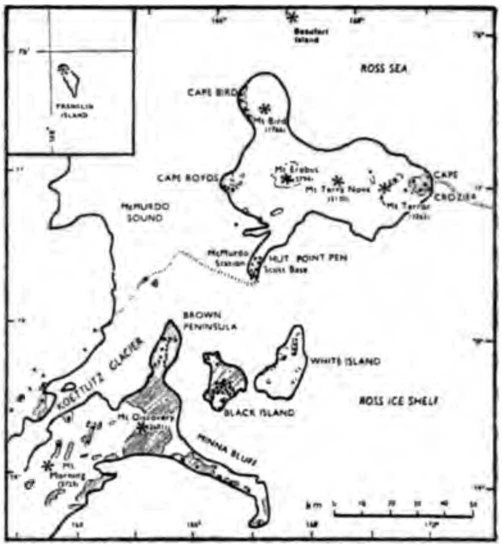


Fig. 4 Map of McMurdo volcanic province showing distribution of volcanic centres (indicated by *) and smaller cones (indicated by .). (after KYLE and COLE 1974)

IV. 火山岩の岩石学と化学的性質

南極半島の北西に南シェトランド諸島がある。活火山で有名なデセプション島を含めて，アルミナに富む高アルカリソレアイト (久野，1960 の高アルミナ玄武岩) 系の玄武岩とカルク・アルカリ岩系の安山岩および少量の石英安山岩が，この地域の火山を構成している。これらの岩石は，南米の南アンデスの安山岩などの性質，つまり，アルミナに富む高アルカリソレアイトと，それに関連するカルク・アルカリ岩系に類似している。ただ南米のものよりややアルカリに富む傾向がある。南シェトランド諸島と，南極半島を夾んで反対側に，ジエイムス・ロス島 (James Ross I.) 火山グループがある。その中には，Paulet, Dundee, Seal Nunataks および James Ross の島々があり，いずれもアルカリに富む玄武岩，すなわち hawaiite と呼ばれるものが分布している。なお，前述のデセプション島の溶岩には，深成岩の捕獲岩があるという。南シェトランド諸島の火山岩類は，高アルカリソレアイト系およびカルク・アルカリ岩系のものであるが，とくに Na_2O に富む傾向があつて，アルカリ全量からすると，アルカリ岩系の範ちゆうに入るようにもみえる。しかし，岩石学的性質などからは，上記の岩系としてさしつかえないと考えられる。



Fig. 5 Ice-covered Mt. Erebus (3,794m) looking north from Hut Point Peninsula, Ross Island.

マリー・バードランド地域には，海岸からおよそ500km までのところに，数多くの火山が広く分布している (Fig. 3)。この地域の火山は，西から Flood Range (山脈)，Ames 山脈，Petras 山脈，Executive Commitee 山脈，Crary 山脈，Toney 山，Takahe 山，Murphy 山などが配列している (GONZÁLEZ-FERRÁN and GONZÁLEZ-BONORINO, 1972)。

Flood 山脈の最西端は Berline 火山 (3,500m) で，成層火山は2つの重なつた火口，また寄生火山はその北西側にもつている。粗面岩の溶岩の上にはムージエ岩が覆い，寄生火山の噴石丘と溶岩はかんらん石玄武岩である。粗面岩はアノーソクレス斑晶に富む。寄生火山は新しい火山で，花コウ岩質基盤岩の捕獲岩が放出されている。この火山グループの氷上露出部分は，およそ20km (径) である。Moulton 火山 (3,070m) はその東側に隣接して位置し，径数 km のカルデラをもつ。その東側には氷で覆われたカルデラ地形が2個ならんでいる。火山本体はアノーソクレス斑晶をもつ粗面岩で構成されているが，西縁には玄武岩の寄生火山がのつている。さらにこれらの東側には Bursey 火山 (2,780m) が径数 km のカルデをもち，またその西側には Koernar 溶岩円頂丘 (2,450m) が寄生火山の玄武岩を伴なつてそびえている。この円頂丘は高さ300～400m，径3km であつて，粗面岩からなる。前記のカルデデラは氷で覆われている。

Ames 火山グループは，Andrus カルデラ (径4km) をもつ火山体と，その北側の Kosciusko と Kauffman の火山の南北37km，東西20～25km の分布を示している。Andrus の海抜は3,100m で，この火山グループの山体は粗面岩からなり，西縁に寄生する小火山は玄武岩であつて，それらはほぼ南北の断層にのつて配列している。

Petras と Flint の火山グループは，北西一南東方向に 45km にわたつて分布している。その南部の Petras 山 (2,875m) は，基盤に花コウ岩質岩石と変成岩をもち，爆裂火口と思われる3km ほどの凹地がみられる。わずかな量の玄武岩質の火山砕屑物が山頂付近にのつている。Flint 火山はその北西側にあつて，径3km ほどのカルデラをもち，本体はムージエ岩からなり，寄生火山は玄武岩である。

Executive Committee 山脈は次のような火山体で構成されている。まず Hampton グループは，その北西部の Whitney カルデラとその火山とそのおよそ半分を覆う Hampton 火山 (3,323m) からなる。前者は玄武岩，後者はアノーソクレス巨大斑晶をもつ粗面岩の火山であるが，Hampton 火山は径8km のカルデラと，火山体の西麓に玄武岩の寄生火山をもつている。一方，Cumming 火山 (2,612m) が，その南方23km にカルデラをもつて位置している。この火山の南隣に Hartigam 山 (2,815m) が，同様に粗面岩の噴出物で覆われて露出しているが，両者ともほとんど氷でかくされている。Sidley 火山 (4,181m) は南緯77°，西経126°のマリー・バードランド台地の端近くに，2つのカルデラをもつてそびえている。最も新しい粗面安山岩の溶岩が，南方に開いた sildley カルデラから，およそ15km にわたつて流出している。岩石は一部の溶岩にアノーソクレス巨大斑晶をもつ粗面岩あるいは霞石フオノライトがみられる。溶岩には基盤の岩石，たとえば角閃石閃長岩などの捕獲岩がとりこまれている。sidley 火山の西南西に隣接する Waesche 火山 (3,292m) は，2つの火山体からなる。それらは北東側の Chang カルデラ (径10km) と南西側の Waesche であつて，後者の南斜面には小なくとも8個の寄生火山をもつている。Chang カルデラにはアノーソクレス斑晶をもつ粗面岩が，また，Waesche 火山は玄武岩と粗面安山岩の成層火山として位置し，分布している。この成層火山はムージエ岩質の radial dyke が発達している。

Crary 火山群は Frakes, Steere および Rees の火山からなり，それらは北西一南東方向に配列している。北西端の Rees 火山 (2,709m) は最も古いもので，玄武岩，Steere 火山 (3,501m) は，わずかな量のかんらん石玄武岩の岩塊を伴なつたムージエ岩，そして南端の Frakes 火山 (3,677m) は，西斜面にかんらん石玄武岩，南斜面にフオノライト質岩石で構成されている。なお，この火山群の南東側には Boyd Ridge (2,311m) があり，これは玄武岩質の凝灰角礫岩からなつている。

Murphy 火山グループは Murphy カルデラ (径数 km) をもつ Murphy 火山 (2,446m) と Hawkins

火山 (2,146m) とからなり，かんらん石玄武岩とそれに覆われている hypabyssal 粗面岩の岩脈が露出している。

Takahe 火山 (3,398m) は径8 km のカルデラをもっているが，その大部分は氷の下にある。玄武岩の岩塊が散在しているのみである。

Toney 火山 (3,566m) は2つの主火山体と2つの寄生火口からなる。大部分のかんらん石玄武岩であるが，一部に粗面岩を伴なつていて，前者には多量の石英捕獲結晶が認められる。このように，マリー・バードランド地域の火山は，全てアルカリ岩系の玄武岩，粗面岩あるいはフオノライトなどで構成されている。

ビクトリアランドの東側と，その延長方向の北方海上に連なる Balleny 諸島まで，およそ 2,000km にもおよぶ火山岩石区がある。この地域は，最近では HAMILTON (1972) によつて，北方から Balleny, Hallett, McMurdo の3岩石区 (subdivision) に分けられた。ただし，後2者の中間にある Beaufort 島，Franklin 島，Melbourne 山および Overlord は除外している。これを参考にした地域区分 (KYLE and COLE, 1974) は，同じ様に Balleny, Hallett, Melbourne, Erebus の4岩石区とされている。したがつて，あとはこれらの分けられた岩石区の区分の名称を，どのようにまとめるかということであるが，筆者のは次のようにまとめておく。ビクトリアランドの北方海上からマクマードまで，Balleny, Hallett, Melbourne, McMurdo の4つの Volcanic Province と呼称する。Fig. 3では，前2者が図の下方の延長上に位置するが，省略されている。

Balleny Volcanic Province の島々は，Indian-Antarctic mid-ocean ridge の支脈としての transform 断層と考えられる海洋の裂線にのつて，北西—南東方向に並んでいる。この裂線は，上記の南端に位置するものであろう (FALCONER, 1972)。岩石はかんらん石玄武岩が分布する。

Hallett Volcanic Province も，ビクトリアランド北部の北東海岸にそつて，直線上に並んだ火山があり，北から Adare, Hallett, Daniell の半島と Coulman 島と続く。火山岩は K-Ar 年齢が2.5～7.3m.y. のものと，第四紀の火山岩が露出している。それらは palagonite が多いが，アルカリに富むかんらん石玄武岩が最も多量で，ついで粗面玄武岩，粗面岩，バサナイト，レータイト，フオノライトなどが認められている。南北の長径およそ 40km の Coulman 島の南部には，径6 km のカルデラがあり，その rim は1,900～2,200m の高さで，深さ700m の内側はほとんど氷で埋めつくされている。カルデラの岩石は粗面岩で，その外側斜面には玄武岩の噴石丘が寄生している。

Melbourne Volcanic Province は南緯73°10′～74°40′，西径164°～166° に分けて，北東ビクトリアランドに広がつている。火山としては，内陸の Overload(3,400m)と Mebourne (2,500m)の2つが(Fig. 3)，それぞれカルデラ様火口を持つた円錐形の火山体をもつている。それらはアルカリ岩系の粗面玄武岩，粗面安山岩，粗面岩およびフオノライトで構成されている。Melbourne 火山の山頂には現在も噴気活動が続いている。

McMurdo Volcanic Province は20世紀初頭の南極探険以来，よく知られ，また研究されている地域である。この地域は，火山島の Ross 島をはじめ，その南方の White, Black 島および Brown 半島，Discovery 火山，Morning 火山など (Fig. 4) とさらに西方のドライバレに散在する火山噴出物を含んでいる。これらは，McMurdo Sound を夾んで分布している (GOLDICH *et al*. 1975)。

まず，Ross 島は，島の中央部に位置する活火山の Erebus (3,794m) と，その東方に連なる Terra Nova (2,130m)，Terror (3,262m) の火山と北方の Bird 火山 (1,766m) を背骨にした，東西およそ80 km，南北もおよそ80km に延び，ほぼ120°の角度をもつた火山配列をみせた火山島である。その一つの配列は南西方に延長して Hut Point 半島となり，その先端には McMurdo 基地 (U.S.A.) と Scott 基地 (N.Z.) がある。ロス島は海岸地域を除いて全て氷で覆われている。火山岩はアルカリ岩系のバサニトイド，粗面玄武岩のほかに，分化物である粗面岩やフオノライトがある。噴煙をあげているエレバス火山



Fig. 6 Xenoliths of dunite and gabbro in trachybasalt lava at McMurdo Station, Ross Island.



Fig. 7 Giant anorthoclase-phenocryst-bearing phonolite lava at Cape Royds, west coast of Ross Island.



Fig. 8 1974-glassy phonolite lava collected from summit crater of Mt. Erebus, Ross Island.

(Fig. 5) 山頂にはフォノライトと，最大数 cm にもおよぶアノーソクレスの単結晶が放出されている。マクマード基地付近に分布する粗面玄武岩には，マントル物質の dunite (dunite-wehrlite-gabbro 系列) やはんれい岩あるいは Beacon 砂岩が xenolith としてとりこまれているほか，Kaersutite の大きな結晶も含まれている (Fig. 6)。基地周辺には，このほか粗面岩からなる Observation Hill(228 m)が，完全露頭として観察できる。国際共同研究のドライバレー掘削計画(DVDP)で行なわれた掘削は，マクマード基地北東側で DVDP Hole ＃1～3 であつて，これからはフォノライトを除いた岩石種がえられている。フォノライトは Cape Royds などに好露出地点があり，そのアノーソクレス巨斑晶が特徴的である (Fig. 7)。

エレバス火山の山頂火口内には，新しい溶岩池が誕生している。現在も生きているという報告があるが，1974年12月の新鮮な試料を入手した (Fig. 8)。岩質はフォノライト質でガラスに富む。EPMA 分析で，斑晶～微斑晶として，かんらん石，単斜輝石，アノーソクレス，磁鉄鉱および磁硫鉄鉱が認められた。ガラスは SiO_2 58.56%, Al_2O_3 20.29 %, FeOtot. 5.77%, MgO 0.89 %, CaO 2.09%, Na_2O 2.29%, K_2O 4.40%, TiO_2 1.10%，で F : M : A は43.2 : 6.7 : 50.1である。アノーソクレス中のインクルジョンのガラスに zoning がみられるという特徴がある。ガラス質の溶岩表面は，ガスの逃げたペレーの毛 (Pele's hair) 状の針状突起が多く発達している。

エレバス山頂に沢山見られるアノーソクレス (Fig. 9) は，古くからよく知られており potash-olig-

e とも呼ばれうるものである le 1)。分析値から正長石(Or) 長石(Ab)—灰長石(An)図にプ トすると図の黒丸となる(Fig. マグマの温度の低下によって ら長石類の結晶晶出径路を同図 印で示した。高温型サニディン 温型曹長石系が，天然のマグマ 長石が晶出する時の固溶体であ マグマが固結を完了した後に なお冷却がゆっくり続いて， こ程度になると，固溶体が2 分裂しはじめる。そしてサニデ



Fig. 9 Giant anorthoclase-crystals from summit crater of Mt. Erebus, Ross Island.

Table 1. Anorthoclase analysis from Mt. Erebus, Ross Islans, Antarctica.

SiO_2	62.49		
TiO_2	—		
Al_2O_3	21.86	Si	11.211
Fe_2O_3	0.30	Al	4.623
FeO	1.31	Fe^{+3}	0.041
MgO	0.16	Ti	—
BaO	—	Mg	0.043
SrO	—	Fe^{+2}	0.196
CaO	3.74	Na	2.504
Na_2O	7.20	Ca	0.719
K_2O	3.26	Sr	—
H_2O+	0.04	K	0.746
H_2O-	—	Ba	—
Total	100.36	*Z*	16.07
α	1.536	*Y*	4.01
β	1.539	Mol. % Or	18.6
γ	1.541	Ab	62.4
$2V\alpha$	62°	An	19.0
Ext. on (010)	2.6°		
D	2.620		

-高温型曹長石系への転移がおこる。X線などで，ペルト長石構造が認められる。Ca とKはイオン ふいちじるしくちがう (Ca: 1.00 A, K: 1.38 A) ので，置換は高温でも限られた成分しかおこらな アルカリ長石系列でも曹長石に近くなると，やや多量に Ca を含む。アノーソクレスではかなり) Ca を含まれうるので，結局斜長石系列と連続することになる。エレバス火山の活動は1841年に ROSS らによって，また20世紀に入って間もなく，R. F. SCOTT らによって観察されている。火 山の記録映画などで有名なタジエフ博士やニュージーランド，アメリカの地質学者が，エレバス火山

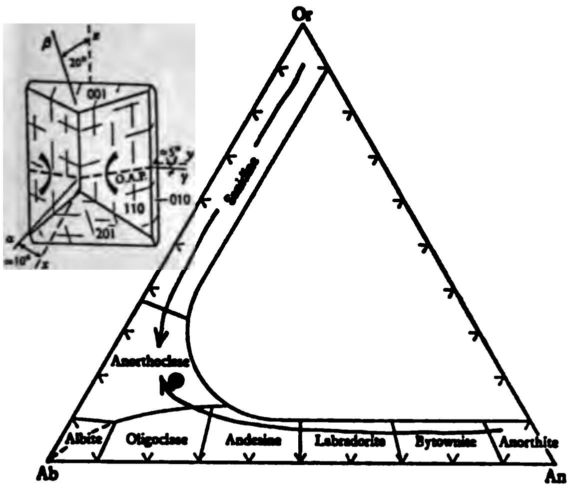


Fig. 10 Illustrating solid solution in the feldspars and anorthoclase from Mt. Erebus (indicated by solid circle), and optical orientation of anorthoclase.

山頂付近にキャンプし，火口内の溶岩などの活動を観察，撮影したが，火口内の噴煙，水蒸気で見通しがきかず，不成功に終った 1974~75 シーズンもあった。エレバス火山からマクマード基地に延びる Hut Point Peninsula は，火山の vent や neck あるいは cinder cone が直線状に配列している。基地近くの噴石丘は，日本の例では，伊豆の大室山などのような，きれいな形を残し，火山弾も多い。しかし，この噴石丘の活動は，K-Ar 法で，数 10万年以上の年齢を持った古いものであるといわれている。つまり，これは，極地では降雨流水による侵蝕作用がほとんどないことに原因するものであろう。降雪は，溶解するよりも，気化，蒸発してしまうからである。

ロス島の南方，ロス氷棚内に位置する White 島，Black 島，Brown 半島，Discovery 火山，Morning 火山の地域にも，多数の vent や小火山体が分布する。White 島はバサニトイド，Black 島はバサニトイド，粗面玄武岩およびフオノライトがみられる。Brown 半島には，バサニトイド，Discovery 火山にはフオノライト，Morning 火山にはバサニトイド，そしてその北西対岸にはバサニトイドおよび粗面玄武岩が分布している。Dsicovery 火山を中心にして，ここにもおよそ 120°角をもつて，火山活動の裂線が 3 方に延びているように思われる (Fig. 4)。

以上のように，ビクトリアランドの火山岩類は，全てアルカリ岩系に属するものである。ここに産出するフオノライトは，一般にアノーソクレス斑晶に富み，別名 antarctic kenyte とも呼ばれている。溶岩の多くは，地下深所の基盤岩をとりこんでいる。前述のように，ロス島のマクマード基地周辺の粗面玄武岩には，マントル物質が多量にとりこまれている。また，ロス島の西方，およそ 200km の地点の，ドライバレーの Taylor 谷上流部の Bonney 湖の両側山腹には，約 2 m.y. の年齢の玄武岩やフオノライトが，少なくとも25個所以上で，vent や dyke として点在している。これも McMurdo Volcanic Province に入れてさしつかえない。産状としては，いずれも，ほとんどのものが氷河で削られており，噴石丘とその根 (dyke, neck) との関係が直接見られるところもある。いずれもアルカリ岩系のものである。

以上が，南極の火山と火山岩の分布状態と産状である。つまり，南極半島西側の南シエトランド諸島は，アルミナに富む高アルカリソレアイト系およびそれに関連するカルク・アルカリ岩系の火山岩が，また半島の東側のジエイムス・ロス島火山グループはアルカリ岩系の火山岩が分布する。一方，マリー・バードランド地域，ビクトリアランド地域 (Balleny 諸島を含めて) 共に，アルカリ岩系の火山岩が噴出している。

これらの地域に南米を加えてまとめると Fig. 11のようになる (KATSUI, 1972)。既存の資料の全てをカバーしていないが，化学分析値からえられたそれぞれの地域の属性をつかむことができる。すなわち，南米アンデス山脈から南極半島にかけて，3つの岩系が分布する。南米のアンデスの後期新生代の火山岩は，カルク・アルカリ岩系の安山岩や流紋岩が多く，一方，南部では玄武岩もみられるようになる。その大陸側にはアルカリ岩系の火山岩も分布している。Fig. 11のように化学分析値の頻度分布と Peacock の

アルカリ・石灰指数は，それぞれの岩系分類に有効である。アンデスや南シエトランド諸島の指数は56.5~58.5，その大陸側のアルカリ岩系では48前後となつている。南極のマリー・バードランドやビクトリアランドのアルカリ岩系は，その指数が45~47.5のものが一般的である。南部アンデスや南シエトランド諸島には，アルミナに富む高アルカリソレアイト系列の火山岩があり，中・北部アンデスのカルク・アルカリ岩系の火山岩より，鉄成分の濃集がみられる。一方，南米と南極半島の中間域に，南サンドウイッチ諸島 (S. Sandwich Is.)が東方に大きく湾曲して分布している。この火山島群は4 m.y. 以後の活動とされているが，サンドウイッチ諸島の西方の海底から8 m.y. の火山岩が採集されているので，一応8 m.y.にまで火山活動がさかのぼると考えるべきかもしれない。

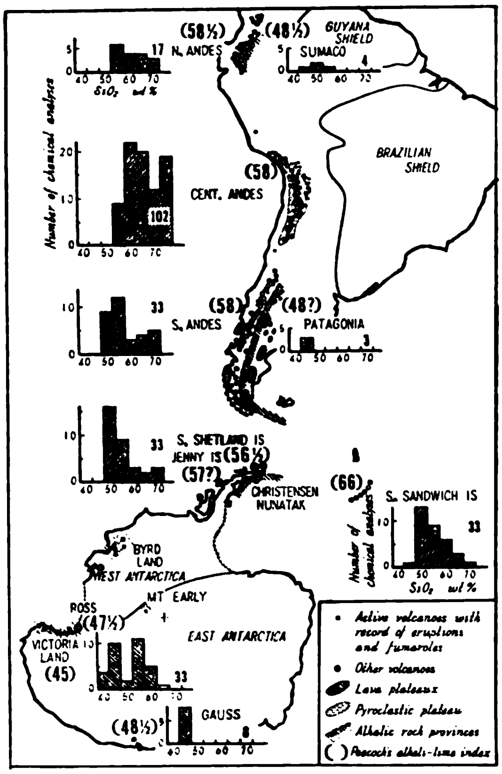


Fig. 11 Distribution of volcanoes and available chemical analyses in the Andes-Scotia arc-Antarctica. (after KATSUI, 1972)

この Scotia Arc は，Gondwanaland の分離に由来する大陸移動，つまり南米と南極大陸の移動によつて，とりのこされて形成された弧であつて (DALZIEL and ELLIOT, 1971)，南米の延長の北 scotia ridge と南極半島の延長の南 scotia ridge に古い変成岩や火山岩が認められている。両者のつながりに大きく弧をえがいて配列する南サンドウイッチ諸島には，主に玄武岩~玄武岩質安山岩があり，また少量の石英安山岩と流紋岩が，およそ400kmにわたつて連なる諸島の南部と北部の島にみられる。これらの岩石は，いずれもアルカリ，とくにKに乏しいもので，低アルカリソレアイト系のものである。また，その性質は oceanic ridge や日本の伊豆・マリアナ弧の東側火山フロントの火山岩に類似している（倉沢，1976 b；倉沢・道野，1976)。南サンドウイッチ諸島の島弧としての性格は，その島弧形成あるいは発生の，極めて初期の段階を示すものであろう。ちなみに，そのアルカリ・石灰指数は66と高くなつている。

これらの関係を Na_2O+K_2O と SiO_2 との関係図にまとめると Fig. 12のようになる。図中のカーブはアルカリ岩系(A)とソレアイト系(T)（低アルカリと高アルカリのソレアイト）との境界線である。西南極に広く分布する火山岩は，アルカリ岩系の領域にプロットされる。また南シエトランド諸島と南部アンデスの火山岩はソレアイト系の領域に，とくに南サンドウイッチ諸島のものは，ソレアイト系の最もアルカリに乏しい位置になる。つまり，後者は低アルカリソレアイト系の火山岩ということになる。図中の二重丸は 1974年12月流出のエレバス火山山頂火口内で採集された，ガラス質フオノライト溶岩のガラスの EPMA 分析によるものである。

つぎに，A (Na_2O+K_2O)—M (MgO)—F (total FeO) 図に南極地域のアルカリ岩系，つまり南シエトランド諸島を除いた火山岩をプロットした (Fig. 13)。二重丸は上記と同様にエレバス火山のものである。これらは鉄成分の濃集を示している。南サンドウイッチ諸島の火山岩は，それらの黒丸より鉄成分が

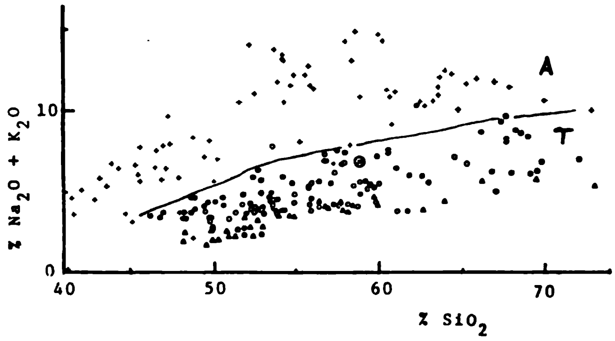


Fig. 12 Alkali-silica variation diagram for volcanic rocks from Marie Byrd and Victoria Lands, Ross volcanic province, the South Shatland Islands, South Sandwich Islands and the South Andean region. General boundary between alkali rock series(A) and tholeiite series(T) are shown by curve.
+ Marie Byrd Land, Victoria Land and Ross volcanic province.
● South Shetland Islands.
○ South Andean region.
▲ South Sandwich Islands.

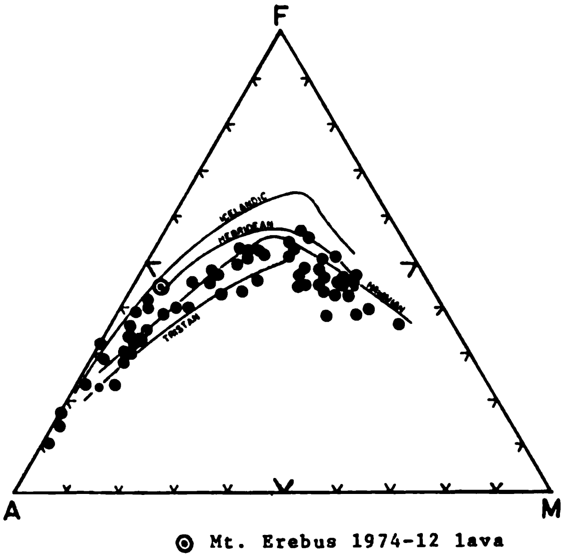


Fig. 13 A (Na_2O+K_2O)-M (MgO)-F (total FeO) diagram ; Symboles for Antarctic volcanic rocks (indicated by solid circles) excluded South Shetland Islands.

はるかに濃集した, Iceland 火山岩類の分化径路に似た位置にくる。

V. 火山岩のストロンチウム同位体

最近の新しい研究手段・分野である, ストロンチウム同位体による成果を2・3紹介したい。その例と

Table 2. Isotopic Compostion of Strontium and Sr, Rb and K Contents in Ross Island Volcanic Rocks, Antarctica.

		ppm			Ratio		$(^{87}Sr/^{86}Sr)_n$	(2σ)	SI
		Sr	Rb	K	Rb/Sr	K/Rb			
1	Boa	1075	73.4	15000	0.068	204	0.70337	0.00021	25.8
2	T	1041	158.7	40700	0.152	258	0.70421	0.00018	6.9
3	Bah	1456	69.3	20100	0.048	290	0.70350	0.00024	21.7
4	Boah	1014	104.4	16200	0.103	155	0.70338	0.00020	14.2
5	TAh	1020	148.7	31700	0.146	213	0.70403	0.00027	10.0
6	PBao	681	31.8	5400	0.047	170	0.70336	0.00036	41.3
7	Bao	917	52.2	13700	0.057	262	0.70344	0.00031	39.2
8	Bah	1038	77.0	17500	0.074	227	0.70338	0.00028	22.0
9	TBha	1783	133.0	28500	0.075	214	0.70342	0.00026	19.0
10	Boa*	851	52.9	8380	0.062	158	0.70364	0.00022	43.0
11	Boa*	816	57.5	12000	0.070	209	0.70382	0.00020	36.4
12	Boa*	760	51.8	11600	0.068	224	0.70385	0.00023	37.7

* Ankaramitic basanitoid

SI: Solidification Index ($MgO \times 100/MgO+FeO+FeO+Fe_2O_3+Na_2O+K_2O$)

Eimer & Amend reagent $SrCO_3$ standard; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_n=0.7079\pm0.0001$

Normalized to correspond to $^{86}Sr/^{88}Sr$ of 0.1194.

1. Olivine-augite basalt. Crater Hill, McMurdo Station.
2. Trachyte. Observation Hill, McMurdo Station.
3. Titanaugite-hornblende basalt (andesitic). DVDP #1, 58.93 m (depth).
4. Olivine-titanaugite-hornblende basalt. DVDP #1, 91.23 m.
5. Hornblende trachyandesite. DVDP #1, 133.65 m.
6. Titanaugite-olivine picritic basalt. DVDP #1, 147.89 m.
7. Titanaugite-olivine basalt. DVDP #1, 189.66 m.
8. Titanaugite-hornblende basalt. DVDP #2, 70.41 m.
9. Hornblende-titanagite trachybasalt. DVDP #2, 85.45 m.
10. Olivine-titanaugite basalt (trachy-)*. DVDP #2, 86.78 m.
11. Olivine-titanaugite basalt (trachy-)*. DVDP #2, 112.72 m.
12. Olivine-titanaugite basalt (trachy-)*. DVDP #2, 130.23 m.

してロス島火山岩類の測定結果を Table 2 に示す (KURASAWA, 1975 a)。試料は前述の DVDP でえられた，マクマード基地周辺の DVDP Hole #1，2 および地表で採集されたものである。岩石は，かんらん石普通輝石玄武岩から角閃石を含む玄武岩～粗面玄武岩，粗面安山岩，粗面岩およびバサニトイドである。角閃石はケルースタイトであり，表の No. 1 試料には dunite などの inclusion が多量に入っている。全てアルカリ岩系に属する。

K および Rb は，角閃石を含む岩石と粗面岩に高い含有量を示している。K/Rb 比は全般的に低く，150～300である。次に，Rb と Sr の関係を Fig. 14にまとめた (倉沢，1975 c)。Rb および Sr 共に高い値で，いわゆるアルカリ岩系の特徴をもつている。しかし，大陸地域に関連する火山岩類，たとえばインド・デカンの分化物やイタリアの酸性岩類などにみられるような Sr の減少は，おそらくフオノライトを除いて，みられないようである。マリー・バードランドおよびビクトリアランドのアルカリ岩系火山岩類は，Fig. 14のロス島火山岩類と同様なパターンを示している。

一方，南シエトランド諸島のデセプション火山岩類は，デカンのソレアイトと日本の高アルミナ玄武岩

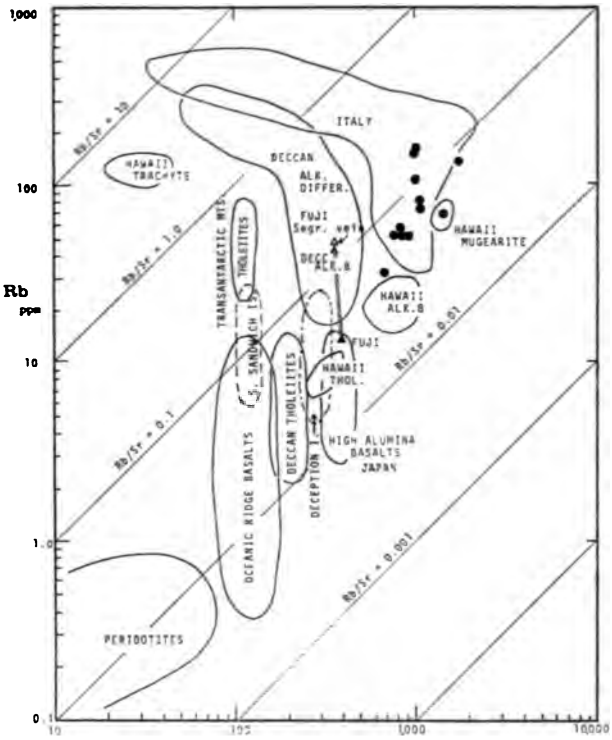


Fig. 14 Log-log plot of Rb and Sr concentrations for Ross Island volcanics compared with other rock provinces in the world.

(アルミナに富む高アルカリソレアイト）との中間にプロットされ，高アルカリソレアイトの性質をあらわしている。また，Scotia Arc の南サンドウイッチ諸島のものは，海嶺玄武岩（oceanic ridge basalt）のパターンの Rb に富む性質となっている。このように，Rb の変動を伴なう Sr のそれぞれのパターンは，それらのマントルにおけるマグマ発生源のちがいを示していると考えられる。海嶺からアルカリ岩系へのパターンは，そのマグマ生成の源の深さに対応していると思われる。

また，Table 2 に示したロス島火山岩類のストロンチウム同位体比，$^{87}Sr/^{86}Sr$，は，たとえばその岩石の年齢を 1 ～ 2 m.y. と仮定して，$\lambda=1.39\times10^{-11}y$ で補正して，初生値を求めても，ほとんど影響がない。玄武岩質岩石では，同比が0.7034～0.7039であつて，これらの岩石の岩石学的ならびに化学的性質を加味して，それらが海洋島の玄武岩類に対比されることが明らかになつた（KURASAWA, 1975 a）。これに対して，分化の進んだ粗面安山岩や粗面岩は0.7040～0.7042と，有意の差で高い値となつている。これは，玄武岩質マグマと地下深所の地殻物質などとの混成作用の効果か，あるいはマグマ生成の源のちがいに由来するのか，どちらかであろう。現在は，前者の立場で説明できると考えている。（KURASAWA, 1975 a；SUN and HANSON, 1975）。

南シエトランド諸島の例では，玄武岩質岩石の Na_2O が3.50～4.50%であつて，K_2O の0.30～0.55%に対して高いという特徴があつて，従来，アルカリ岩系とされていたこともあつたが，高アルカリソレアイトとした方がよいと考えている。この岩石の Rb と Sr の関係を Fig. 14に示したが，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比は平均で 0.7036，高い値としては0.7042 という値が報告されている（FAURE *et al.* 1971）。これは，島弧の類似岩石とよく似た値である。

南極半島と南米との間の南サンドウイッチ諸島の火山岩は，Sr が100～150ppm と低い。$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比の測定値 (GLEDHILL and BAKER, 1973) は E & A standard の同比 0.7080 に補正すると 0.7034～0.7042となる。これは日本の低アルカリソレアイトの例としての伊豆・マリアナ地域（倉沢，1975c）とも似た値である。南サンドウイッチ諸島の玄武岩一石英安山岩系列は，低アルカリソレアイト岩系のものであり，そのストロンチウム同位体比からも，これらが島弧形成の初期の属性をもっていると結論できる。

ストロンチウム同位体比について，南極の火山岩と，代表的な世界各地の火山岩との対比を Fig. 15に示した。ロス島をはじめ，南極地域のアルカリ岩系火山岩類のストロンチウム同位体比は0.7033～0.7043，あるいは Scotia Arc の南サンドウイッチ諸島の島弧でもほぼ同様な値である。ハワイのような海洋島でもほとんど同様な値をもち，一方海嶺の0.7025～0.7035は地球上の岩石としては，最も低い同位体比となつている。これらに対して，大陸地域のものでは，一般に高い同位体比をもち，とくに分化物である中性

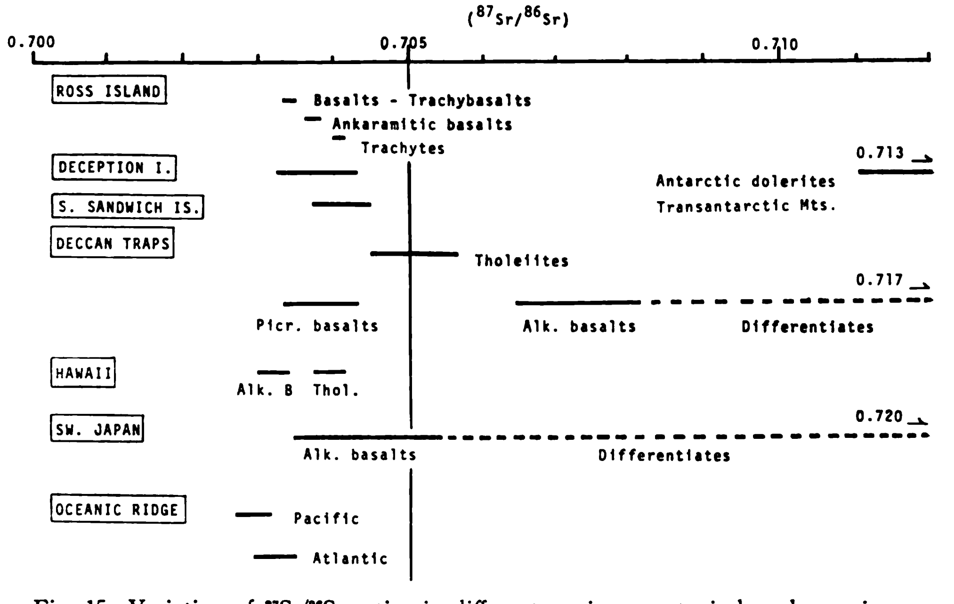


Fig. 15 Variation of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in different regions as typical rock provinces in the world.

～酸性岩は，しばしば0.710あるいはそれ以上の高い値となつている。西日本の隠岐島後の流紋岩類は，大陸の周縁部の証拠として，先カンブリア紀の地殻物質の溶融あるいは混成作用の効果によつて，0.720にまで達する高い値をもつている（倉沢，1975c)。インド・デカン高原北西部のアルカリ岩系の流紋岩類も同様に高い。

南極横断山脈に広く散在するドレライト岩床貫入岩体は，オーストラリア南方のタスマニア島の類似岩類と同じ0.711程度の値をもつている (COMPSTON *et al.*, 1968)。これらは高アルカリソレアイトであつて，酸性分化物ではない。それらの年齢はおよそ160m.y. であつて，新生代火山岩類との対比には問題があるが，この特異な高い値は，ゴンドワナ大陸の分離移動説の有力な証拠となつている。つまり，少なくともストロンチウ同位体組成について，そのドレライトのマグマ発生源のマントルが同一組成をもつていたと考えられている。ジュラ紀のこのドレライトのマグマの活動と，新生代のマグマの活動との間の長い年代に，西南極地域下深所マントルで分化があつたのであろうか，それとも東・西両南極地域の境界の

横断山脈下のマントルは特異な化学組成をもつているのであろうか。あるいは，これらのドレライトのマグマは，地殻物質との強い混成作用を受けて形成されたものであろうか。そのメカニズムは明らかでない。一方南米アンデス，南極半島，西南極それぞれに分布する後期新生代火山岩類のマグマは，その alkalicity の高いものは，より深いところで生成されるという立場から，それらのマグマの生成の場のマントルでの深さに関連すると説明しうるものと考られている。

VI. おわりに

南極の紹介をかねて，火山と火山岩あるいは火山岩の岩石学的，化学的ならびに同位体地質学的性質をまとめてみた。先人の探険にはじまる極地の地学研究は，種々の危険と困難が伴なう。筆者の研究はもとより，ここに記した内容・成果について，国内および国外の関連機関，研究者の協力体制あるいは多くの研究者に心から感謝の意をあらわしたい。DVDP 国際共同研究での多くの援助・協力に対しても，この紙面をかりて感謝したい。なお，南極ドライバレーの Ferrar ドレライト岩床の産状は，本誌 Vol. 85, No. 2 (1976) の口絵写真をごらんいただきたい。

南極に関する参考専門誌（成書）

「Antarctic Journal of U.S.」(1966～) N.S.F., Washington, D.C. 20550,（年４回）

「Dry Valley Drilling Project (DVDP)」Bull. No. 1～(1972～), N. Illinois Univ.

「極地」日本極地研究振興会（年２回）

「南極資料」国立極地研究所（不定期）

「南極」楠，鳥居，原田，山県，吉田編，共立出版，741頁，1973.

「南極 Antarctica（写真集）」鳥居鉄也編，毎日新聞社，205頁，1970.

その他成書・解説書が沢山ある．

文　献

COMPSTON, W., MCDOUGALL, I. and HEIR, K. S. (1968) : Geochemical Comparison of the Mesozoic Basaltic Rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 129–149.

DALZIEL, IAN W. D. and ELLIOT, D. H. (1971) : Evolution of the Scotia Arc. *Nature*, **233**, 246–252.

FALCONER, R. K. H. (1972) : The Indian-Antarctic-Pacific Triple Junction. *E.P.S.L.*, **17**, 151–158.

FAURE, G., SHULTZ, C. H. and CARWILE, R. H. (1971) : Isotope Composition of Strontium in Volcanic Rocks from Deception Island. *Antarctic Jour. U.S.*, **6** : 197–198.

GLEDHILL, A. and BAKER, P. E. (1973) : Strontium Isotope Ratios in Volcanic Rocks from the South Sandwich Islands. *E.P.S.L.*, **19**, 369–372.

GOLDICH, S. S., TREVES, S. B., SUHR, N. H. and STUCKLESS, J. S. (1975) : Geochemistry of the Cenozoic Volcanic Rocks of Ross Island Vicinity, Antarctica. *Jour. Geol.*, **83**, 415–435.

GONZÁLEZ-FERRÁN, O. and GONZÁLEZ-BONORINE, F. (1972) : The Volcanic Ranges of Marie Land between Long. 100° and 140° W.. in Antarctic Geology and Geophysics, R. J. ADIE edt., 261–275, Universitetsforlaget, Oslo.

HAMILTON, W. (1972) : The Hallett Volcanic Province, Antarctica. *U.S. Geological Survey Prof. Paper* 456-C, 62 p.

HIMMELLERG, G. R. and FORD, A. B. (1976) : Pyroxenes of the Dufek Intrusion, Antarctica. *Jour. Petrol.*, **17**, 219–243.

神沼克伊他４名(1976) : ドライバレー掘削調査1974–75年隊報告. 南極資料, No. 56, 54–69.

KATSUI, Y. (1972) : Lateral Cenozoic Volcanism and Petrographic Provinces in the Andes and Antarctica. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Series IV*, **15**, 27–40.

KURASAWA, H. (1975 a) : Strontium Isotopic Studies of the Ross Island Volcanics, Antarctica. *Memoris National Inst. Polar Research, Special Issue*, **4**, 67-73.
倉沢　一(1975 b) : 南極—国際共同研究その後, 1974-75ドライバレー掘削計画 (DVDP). 地質ニュース, No. 255, 34-49.
倉沢　一(1975 c) : 火山岩の同位体地質学. 火山, 第2集, **20**, 特別号, 307-317.
倉沢　一・大野正一(1975) : 南極ドライバレー掘削計画 (DVDP)—国際共同研究. 地質ニュース, No. 245, 44-59.
倉沢　一(1976 a) : 南極ビクトリアランドのドライバレー(口絵). 地学雑誌, **85**, No. 2.
倉沢　一(1976 b) : 第四紀火山からみたフォッサ・マグナ. 海洋科学, 8, No. 8, 14-19.
倉沢　一・道野　郁(1976) : 伊豆半島西・南部地域火山岩類の岩石学的および化学的性質. 火山, 第2集, **21**, 11-29.
KYLE, P. R. and COLE, J. W. (1974) : Structural Control of Volcanism in the McMurdo Volcanic Group, Antarctica. *Bull. Volcanol.*, **38**, 16-25.
SUN, S. S. and HANSON, G. N. (1975) : Origin of Ross Island Basanitoids and Limitations upon the Heterogeneity of Mantle Sources for Alkali Basalts and Nephelinites. *Contrb. Mineral. Petrol.*, **52**, 77-106.
鳥居鉄也他7名(1974) : ドライバレー掘削調査1973-74年隊報告. 南極資料, No. 51, 67-98.
VIRAMONTE, J. G. *et al.* (1974) : Geochemical and Mineralogical Study of the High Temperature Fumaroles from Deception Island, South Shetland, Antarctica. IAVCEI Symposium, Chile, Preprint, 18 p..

(1976年9月18日受理)

地学雑誌 86, 1 (1977)

気象災害の時代的変遷と，これに対応する防災気象情報の発展について

倉　嶋　厚*

Recent Change of Meteorological Disaster and Development of Meteorological Information using Activities on Preventing Disaster

Atsushi KURASHIMA

I. はしがき

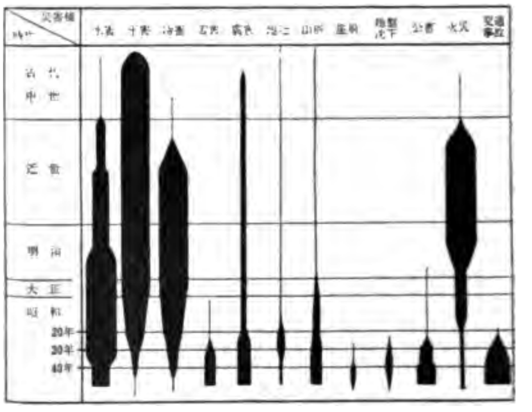
本稿の目的は，近年における気象災害の形態，構造の変化と，これに対応する防災気象情報の変遷を概観し，今後の発展方向を展望することにある。

II. 気象災害の歴史性

災害の形態，構造には，時代とともに変遷する歴史性と，地域によつて異なる地域性があることは，奥田（1965），西川（1968），矢野（1971）などによつて論じられている。

自然災害は，自然現象と人間社会の相互関係の中で起こるものであるから，その歴史性には（1）自然現象そのものが持つ歴史性（たとえば気候変動）（2）人間社会の持つ歴史性（社会環境の変化）（3）自然現象と人間社会のかかわり合い方の歴史性（自然観，防災対策などの変化）などの諸要因が作用している。これらの三要因は相互に関連しており，とくに（2）（3）項は分離し難く，これを一括して社会要因とし，（1）項の自然要因と並立させて考えることもできる。

日本の災害の歴史的変遷については，西川(1968)によつて第1図のように図示されている。この図では消長を示すベルトの幅によつて，各時代の各災害の重要度が示されている。細い直線状の時代は，その災害はあつてもほとんど問題にならないことを意味し，クサビ状に幅が広がる場合は災害の漸増，円味を帯びて広がる場合は急激な増加を示す。幅がせばまる場合は同様に減少を示す。西川の分析によれば，この図に示されるような災害の消長は，ほとんどが社会要因によつて説明され得る。



第1図　日本災害消長図（西川1968による）

災害史料から見た気象災害の歴史性については，日下部（1959, '60, '61, '62, '68, '73, '75）によつても，詳細に分析されているが，変遷の多くは社会要因に帰せられている。一例をあげると，第1表は中部地方（三重県を含む）の大規模

* 気象庁

第1表　中部地方(三重県を含む)の大規模災害件数の世紀別，種類別の変遷
(各世紀ごとに災害件数を100とした場合の各災害の件数を%で表わしてある。日下部1975の資料による)

世　紀	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
干ばつ	60.0	42.4	53.5	68.8	55.6	17.6	18.8	6.6	13.2	16.8	8.9	11.7	9.7
暴風雨（台風をふくむ），大雨，大雪，長雨	30.0	39.4	25.1	25.0	33.2	70.6	62.6	73.4	65.5	59.5	74.5	75.4	76.5)

災害の件数の時代的変遷を示すが，これによると干ばつの件数には，12世紀に，顕著な相対的減少が見られる。この傾向は，九州，四国，関東地方の史料にも明瞭に現われており，日下部（1975）は，この時代に「長い間の努力がみのつて，かんけい施設が充実してきたためであろう」と推定している。災害の社会要因を示すもう一つの例をあげると，日下部（1975）によれば「17世紀はいわば日本における近世の始まりで，慶長八年（1603）に徳川幕府が成立し，地方の藩制も整つた。尾張を領した徳川氏は，伊那忠次の進言により犬山から弥富に至る濃尾国境に 50km のお囲堤を築いて尾張一国を水禍から守り，尾張平野をすばらしい米産地とし，尾張の実高は公称の２倍といわれた。美濃側の堤防はお囲堤より 90cm 低かるべしとの不文律があり，美濃側は輪中によつて水禍から自衛したが，なお，100年間に130回の洪水，10回以上の大洪水は免れなかった」のであった。

災害の変遷の多くは社会要因によって起こつているが，しかし自然要因の変化も無視できない。とくに近年は地球規模の気候変動が人類の生存に恐威となるであろうことが，各方面で警告されている。この警告の背景には，次のような情況がある。（倉嶋 1974)。

(1) 世界経済の発展，国際分業の進行などによる各国経済の相互依存性の強化と複雑化，食生活の変化，食糧政策，投機的行為などのため，従来はそれぞれの国の国内経済にしか影響の及ばなかつた気候変動（異常気象）でも世界的な影響を及ぼし始め，世界的な人口増大，資源のひつ迫などと相まつて，深刻な情況を作り出すことがあること。とくに国際的な相互依存性を逆手にとつた資源戦略，食糧戦略が行われる時は，気候変動（異常気象）の結果は過去に見なかつた複雑性を帯びてくること。さらに，気候変動そのものではなく，それに関する情報（見解，予想）そのものが，たとえば世界の穀物相場の攪乱要因となり得ること。

(2) 防災計画，防災設備の基準値が，ある年代の気候値を基礎にして定められている場合には，気候変動により新しい気候の年代にはいると，その基準値を上まわる現象が頻発し，災害も多発する可能性が考えられること。

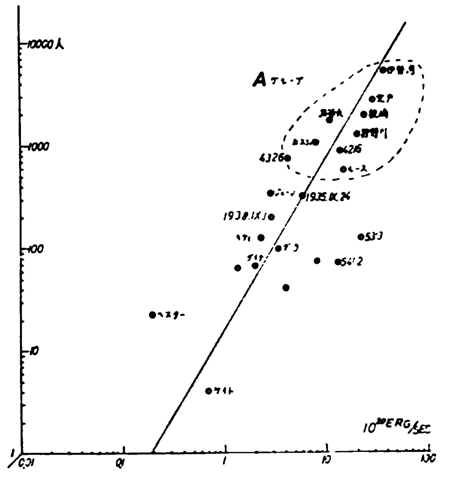
(3) 大規模な気候変動そのものが社会要因（人間活動—大気汚染，熱汚染など）によつてひき起こされている可能性が考えられてきたこと。

このようにして，自然現象の歴史性もまた，近年においては特に，社会要因と密接に結びついて，災害に関与している。

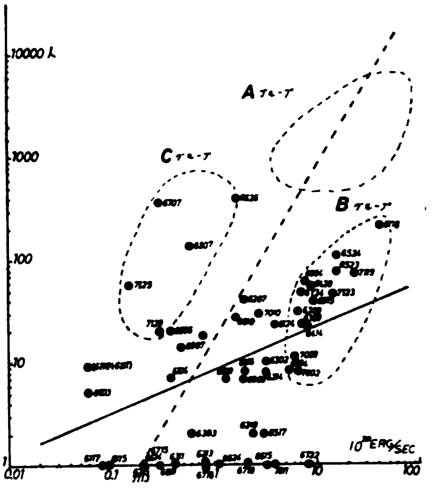
以上に述べた災害の歴史性にもとづく変遷の時間的スケールは，長期，短期とさまざまであるが，本稿では，1960年代に現われた比較的短期間のスケールの風水害の変貌に焦点をあてることにする。この年代に特に大きな問題になつた公害（大気汚染など。これは気象災害とはほとんどいえないであろう）および上述の意味での気候変動については，触れないことにする。

III. 1960年代の風水害の変貌

風水害をふくめて多くの災害が1960年代にその形態を変えたことは，諸種の文献の指摘するところであるが，西川（1968）は「戦後，特に昭和30年代は，日本災害史上，未曾有の変革期であるといって過言で



第２図　台風の工率（横軸）と死者数（縦軸）の関係（1954年以前，高橋1954による）黒丸のそばの数字は台風番号または年月日



第３図　台風の工率（横軸）と死者数（縦軸）の関係（1961～1971年，倉嶋・原1972による）黒丸のそばの数字は台風番号

はない」とまで述べている。

倉嶋・原（1972）は台風の強さ（円形等圧線の半径と中心気圧によってきまる工率を目安にした）と死者との関係が，1959年以前と1960年以後とでは，大きく変化したことを，第２図，第３図のように示した。

第２図は高橋（1954）によって調べられたもので，この年代までは，強い台風が直撃すると1000人オーダの死者数の風水害が日本に起こっていたことを示している（第２図，Ａグループの存在）。これは1954年の洞爺丸台風（1954年15号台風）までの資料によって作成されたものである。自然要因としての台風の勢力を示す大まかな指標と，社会要因と自然要因が複雑にからみ合った結果としての死者数とを単純に関係づけようとするのは，大へん無理な取り扱いのように思われる。しかし，第２図が作成されてから後に日本に来襲した狩野川台風（1958年，22号台風），伊勢湾台風（1959年，15号台風）の資料を追加してみても，1954年までの関係が維持されている。このことは第２図が，きわめて大まかではあるが，この年代までの台風災害の実体を的確に表現していたしるしといえそうである。そして，このことはまた「大台風により，1000人オーダの死者がでる」ことが，それまでの日本の，広い意味での社会構造（防潮堤などの強さ，運航管理，その他，総合的防災対策の適否など）に基づくものであることを，暗示している。

高橋（1954）と全く同じ手法で，1960年以後に日本に来襲した台風について，倉嶋・原（1972）によって作成されたのが第３図である。第２図と第３図の比較から，次の諸点を指摘することができる。

(1) 1960年以後は，1960年までの経験から判断すると500～1000人以上の死者がでると予想されるような強い台風が来襲しても，実際には死者数は100人程度以下におさまっている（第３図におけるＡグループの消失，Ｂグループの出現）。

(2) 1960年以後は，1960年までの経験から判断すると死者はほとんど無いと予想される台風が来襲したにもかかわらず，意外に多くの死者がでている（第３図におけるＣグループの出現）。

この事実は，1960年代以降の風水害の変貌の一つの側面を示すものといえる。このことは，台風による死者数の年代別の変遷にも，はっきりと現われており，1961～75年の台風による死者数は，それ以前の20

第２表　台風による死者数と，低気圧・前線の大雨による死者数の年代別変遷

年代	台風	低気圧・前線	比率 %	
			台風	低気圧・前線
1931～35	4022	730	85	15
1936～40	1238	1124	52	48
1941～45	7160	283	96	4
1946～50	4508	467	91	9
1951～55	3779	3599	51	49
1956～60	7146	1647	81	19
1961～65	899	877	51	49
1966～70	727	885	45	55
1971～75	558	774	42	58

年間にくらべて顕著に減少している（第２表）。倉嶋・原（1972）の分析によれば，この減少は従来の大台風（第２図のＡグループ）の死者の70～80%を占めていた大洪水，大高潮，大型船舶の沈没などの災害を治水工事や運航管理の安全対策の強化によつて克服したことと，1960年代以降は，1961年の第２室戸台風（1961年18号台風）をのぞいては，大型台風が大都市をおそつていないこと，日本近海に出現する台風の勢力が比較的弱かつたこと，などに帰せられている。一方，弱い台風でも死者数が多くなつたこと（第３図におけるＣグループの出現）は，1960年以後の台風による死者災害中に，山・崖崩れ，土石流などによるものが増大したことに帰せられる。これらの災害は，従来もあつたのであるが，大高潮，大洪水などの大型災害にかくされて，あまり注目されていなかつた。大型災害の克服後は，これらの災害が目立つてきたばかりでなく，人口の過密化，宅地造成などによる急傾斜地への生活圏の拡大，道路建設などによる人工崖の増大，レジャー人口の増大による激烈な気象現象との野外における遭遇率の増加，人口過疎地の荒廃などにより，増加しているのである。第３表は矢野（1972）による戦後の各年ごとの風水害の死者数と，その内の崖崩れ・土石流による死者数を示したものである。災害統計の精度には大きな幅があり，この表において，1966年（昭和41年）以前に，崖崩れ・土石流による死者がほとんど無いのは，実状ではなく，多分，災害記録に問題があるのであろう。一般に災害表の数値は，その精度を考慮して，限定的に用いなければならないが，しかし，その点を考慮に入れても，この表から，近年の風水害の死者災害において，崖崩れ・土石流による死者数の占める割合が大きくなつていることは，明りように認められる。この表によれば1968～72年の５年間の風水害による死者1250人中約940人すなわち75%が，崖崩れ・土石流によるものである。また1975年（昭和50年）の台風第５号による高知県の死者災害は「77人の死者・行方不明者中72人までが，山崩れ，崩壊，鉄砲水によるものである。また，ほとんどが下流部のいわゆる浸水被害ではなく，山間部の災害であった」といわれている（仁淀川流域土砂害調査委員会，第１回委員会・幹事会議事要旨より）。

さらに，1971年（昭和46年）の台風第25号による千葉県の死者56人はすべて崖崩れによるものであつた。この時の千葉県内の崖崩れ個所は7800個所に達したが，このうち家屋被害を伴つたのは680個所で，その比率は11：１であつた（嶋，1972）。この数字は，この地方に住宅区域が広がれば，崖崩れによる家屋被害が増大する可能性のあることを示している。そして家屋被害の増大は，当然，死者災害の増加を伴うであろう。

倉嶋・谷川（1975）は，台風による死者数が1960年代に顕著な減少がみられるにもかかわらず，低気圧・前線の大雨による死者数には，第２表に示すように，台風ほどの顕著な減少はみられないことを指摘

している。このことは，台風による死者数と低気圧・前線の大雨による死者数の比によつて表わすと，一そう明りようになる。低気圧・前線による大雨のうちの主なものは梅雨期の大雨であり，その多くは，いわゆる集中豪雨である。そして，その災害の大部分は，近年においては，山・崖崩れ，土石流によるものである。たとえば昭和47年7月豪雨（1972年7月3日～12日）の死者・行方不明440人の93%にあたる408人が山・崖崩れ・土石流によるものであつた。

これらのことは，台風に対する近年の防災的成果にくらべて，集中豪雨に対する防災対策に立ち遅れのあることを示している。

これまで述べてきたような風水害の変貌については，第68国会（常会）提出の政府文書「昭和45年度において防災活動に関してとつた措置」（災害対策基本法にもとづく報告，昭和47年5年19日閣議決定）には，次のように記されている。

「災害の様相は，その原因ならびに発生する場所などによつて多岐多様をきわめているが，最近における災害の特徴として

(1) 戦後における大河川に対する治山治水事業の重点的施行により，大河川による洪水被害が急激に減少してきたこと。

(2) 局地的な集中豪雨の多発により，また各種の開発事業の進展にも関連し，中小河川のはんらん等の被害が増大し，とくに市街地区に甚大な被害をあたえていること，

(3) 集中豪雨による崖崩れおよび山腹崩壊による家屋の倒壊ならびに道路の被害とこれに伴う人身事故が増大してきたこと。

(4) 治山，砂防事業などの進捗に伴う河床低下および海岸浸食傾向により，天然河岸，天然海岸などの決壊が増大したこと。などが挙げられる」

第3表　戦後の風水害による死者数
（矢野1972による）

	風水害による死者全体	内がけ崩れによる死者	土石流による死者
昭和21年	105人	—(人)	
22	1,779	—	
23	1,161	—	
24	1,005	—	
25	781	—	
26	1,245	—	
27	315	—	
28	3,476	—	
29	3,198	—	
30	1,257	—	
31	1,250	—	
32	2,031	—	
33	2,487	93	
34	6,310	—	
35	1,082	—	
36	882	55	
37	284	—	
38	217	—	
39	277	—	
40	339	—	
41	578	39	
42	585	158	207
43	195	5	154
44	162	82	32
45	105	27	22
46	345	171	53
47	443	205	188

（47年度は1月よりの死者数）

IV. レジャー災害の増大

近年における集中豪雨の死者災害中にレジャー中の人が多くなつていることについての2，3の例を挙げてみよう。1968（昭和43）年の7号台風による死者・行方不明133人中の104人は，岐阜県の飛弾川ぞいの国道41号線で豪雨のため停止していた観光バス2台が山崩れのため濁流に転落したことによるものであつた。この2台は，乗鞍登山の団体客をのせた15台のうちの2台であり，国道41号線には，これらのバスの他にもかなりの数のバスまたは乗用車が，豪雨の中で停車または動いていた。バスの停車位置と山崩れの位置が数m ずれていたら，100人の死者は出なかつたにちがいない。また同様に，バスの停車位置と山崩れの位置が異なつた組合せになつた場合には，2台ではなく数台であり得たと考えられる。つまりレジャ

一人口の増大による「災害ポテンシャル」は，著しく高くなつていたのである。また，1971(昭和46)年7月18日午後，兵庫県相生市に降つた4時間に185mm の集中豪雨は，22人死亡という人身事故を起こしたが，このうち4人は1963（昭和38）年に開通した高取峠の道路を通つて兵庫県の海水浴場から岡山県に帰る団体バスの崖崩れによる転落のため死亡している。この時はバスの他に乗用車が3台転落している。また御津町新舞子では，山の斜面のすぐ下の埋立地に作られた簡易旅館・休憩所など3軒が山崩れにより押しつぶされ，海水浴客約40人が生き埋めとなり11人が死亡した。

気象災害においてレジャー関係の人身事故が多くなつている事実は，落雷による死傷者についても，倉嶋・谷川（1974）によって確められている。

V. 都市水害の変ぼう

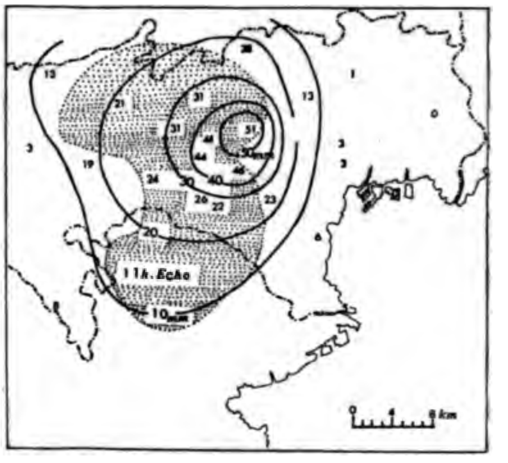
前項までに述べた近年の気象災害の特徴は，しばしば「ゲリラ的」と表現される。この言葉で表現される内容は，その生起の突発性，意外性，局地・小規模・激じん性，群発性などである。集中豪雨の多くは台風，梅雨前線などの総観規模（水平幅1000km のオーダー）の気象じよう乱に伴うものであるが，現象そのものは中・小規模（10km～100km）であり，寿命は数時間から半日程度である。そして，その生起の背景となる総観場は予想できるが，個々の現象の生起時刻と場所を予想するのは困難である。その意味で集中豪雨そのものが「ゲリラ的」なのであるが，その上に土石流，崖崩れの「ゲリラ性」が相乗されて，集中豪雨災害の「ゲリラ性」が作られている。本項では都市の水害の「ゲリラ性」について考察してみよう。

都市の水害の変ぼうは，次の諸要因によつてひき起こされている。(1) 従来は洪水時に遊水池の役割をしていた氾濫地へ，密集住宅域が拡大したこと (2) アスファルト舗装，排水路の整備，ショートカット方式による河道改修などにより都市河川の出水が早まり，ピーク流量が増大し，流出波形が尖鋭化したこと (3) 道路網の整備によつてその数を増したコンクリート永久橋が，高水時に流水などをせきとめ，一時的にダムに類似した現象をひき起こすこと (4) 住民の入れ替えが激しく，水害危険地帯の住民が，危険性を認識していない場合が多いこと，

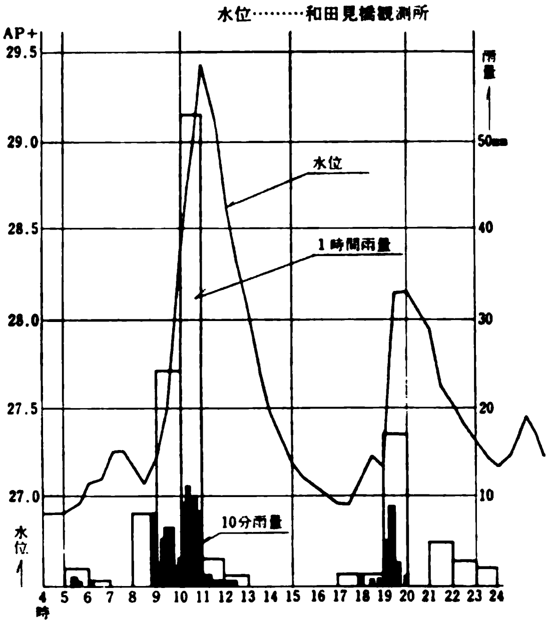
ゲリラ的都市水害の1例をあげてみよう。1974（昭和49）年7月20日 11時ごろ，新宿区内の神田川と妙正寺川の合流地点で，突発的，かつ局地的に1m を越す溢水があり，611世帯が床上浸水するという被害が発生した。被災地は山手環状線に近い住宅等の密集地帯で，被災区域はきわめて限定されたせまい地域であつたが，その中での災害は激じんで，水深 1.6m の冠水路上で水没した乗用車から運転手が救助されるとか，アパートの2階に取り残された子供が救助されるなど，あやうく死者の出る場面が続出した。しかも降雨から数時間後には，街は平常の人通りにもどり，水害のあつたのを気づかずに通りすぎる人もあるほどであつた。東京都は，この災害に対して8年ぶりに災害救助法を適用した。この時の雨量分布を第4図に，また被災地付近の雨量と水位変化を第5図に示す。この水害を起こした強雨の範囲は直径10～20km の，きわめてせまいもので，しかも降雨の直後に水位のピークが現われて，すぐに減水している。なお，この時に気象庁予報部が東京地方に対して行つた警戒は，10時10分雷雨注意報，10時45分大雨雷雨注意報であつた。これらの注意報は，この日の午後に再度起こつた雷雨に対しては事前の注意報であり得たが，水害を起こした雷雨に対する警戒としては，現象の生起を追いかけたものであつた。

ところで，この水害は，きわめて突発的に起こつたが，上流部の強雨によつてこの地域に水害が起こる可能性がきわめて大きいことは，よく知られており，東京都の水防計画書の資料などには明記されていた。神田川のこの地域の部分は，「戦前改修された区間であるが，その後の上流支流の改修，あるいは上流部流域の異常なまでの都市化現象により，降雨の河川流出分が激増し，1時間30mm 程度の降雨により氾濫し，浸水，冠水の事態に至るのが常であつた」（東京都建設局1971）のである。したがつて，この付近の河川の再改修が必要となつていた。しかし，左右岸とも住宅が密集し，しかも国鉄山手線，西武新宿

線の鉄道の下を流れる河道にそつての改修は多大の工費と長い工期を要する難工事とされてきた。ところが，たまたま，この付近では，神田川に並行して，計画街路放射7号線が計画されていたため，この道路下に暗渠を設置して分水路を作り，その呑口部を水害危険部の上流に設けて，洪水の一部をこれに収容する計画が立てられ，1968(昭和43)年秋から着工されていた。この工事は，1974（昭和49）年3月末に通水予定であり，水害の起こつた1974（昭和49）年7月には，その機能が発揮するはずであつた。しかし工事は，呑水部の民家の立ち退き問題などの解決に時日を要したために遅れ，1975（昭和50）年の東京都水防計画書でも，この地域は河積不足によつて，1時間30mm程度の降雨によつて氾濫する恐れがある個所とされていたのである。そしてこの部分についての記述が無くなつたのは，1976（昭和51）年の水防計画からである。1974年7月20日のゲリラ水害の背景には，社会要因の一つとして概略上記のような状況が存在していた。



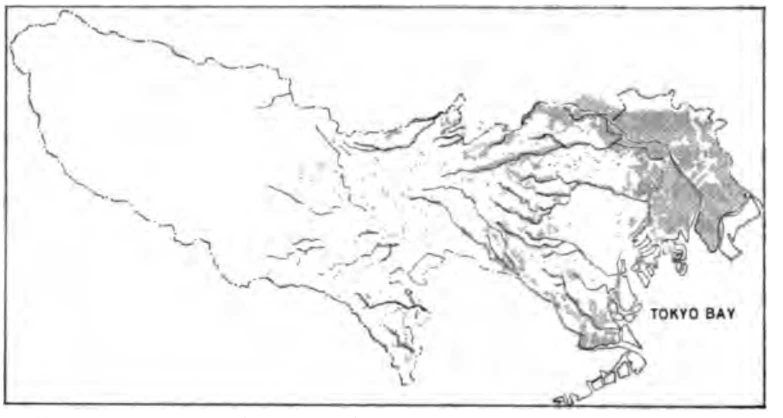
第4図　1974（昭和49）年7月20日10～11時の1時間雨量分布図と11時のレーダー・エコー



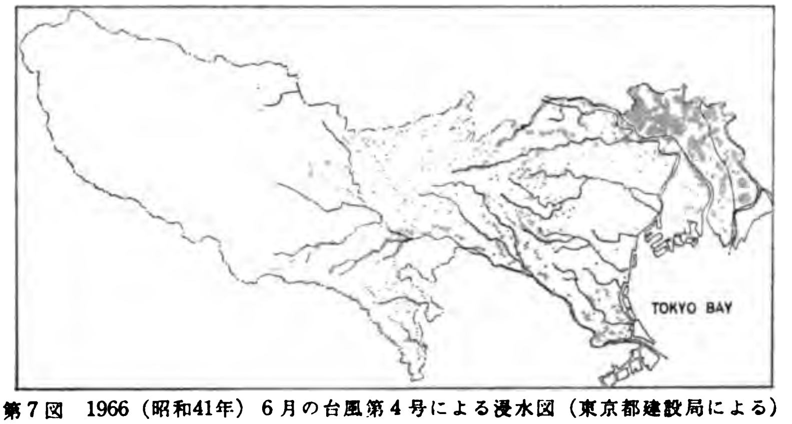
第5図　1974（昭和49）年7月20日の神田川における降雨と水位の関係（根岸・西田 1976による）

戦後の東京の水害は，その状況により，1945（昭和20）年から1958（昭和33）年までと，1959（昭和34）年以降の2期に分けられる（東京都建設局，1971）。前期は，「水害に対して，施設そのものが戦時中の維持管理の不足と，施設そのものが戦時中の簡略化工法であつたため脆弱であり，しばしば破壊され被害を与えてきたもの」（東京都建設局，1971）であつた。これに対して後期の水害は「産業・経済の発展に伴う都会への人口集中の結果，都市周辺部の急激な市街化現象に関連して生じたものであり，雨水の流出量が増大し，氾濫を一層助長するところとなつた。そして，その特徴としては上流未改修部はもちろん，既に改修された下流既成市街地においても再び氾濫をみたこと」（東京都建設局，1971）であつた。

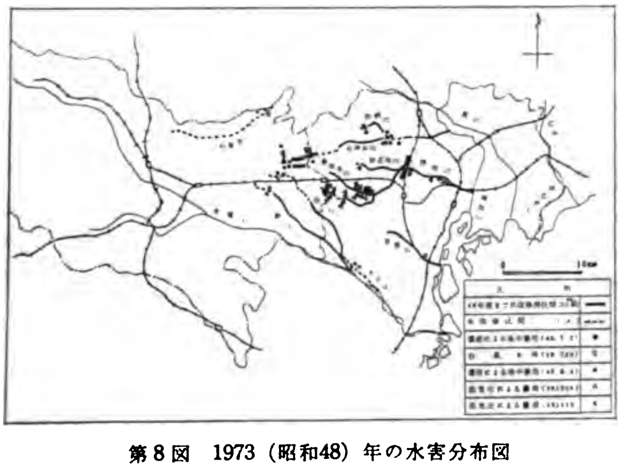
第6図は1958（昭和33）年の狩野川台風の大雨による浸水区域を，第7図は1966（昭和41）年4号台風の大雨による浸水区域を示す。狩野川台風の時は，いわゆる低地帯における浸水の他に，山の手の中小河川の水害が現われており，昭和41年の4号台風では，狩野川台風時にくらべると，低地帯のとくに江東三角地帯での浸水面積が顕著に縮少したのに対



第6図　狩野川台風（1958年9月）による浸水図（東京都建設局による）



第7図　1966（昭和41年）6月の台風第4号による浸水図（東京都建設局による）



第8図　1973（昭和48）年の水害分布図
（東京都建設局による）

し，「山の手水害」は依然として残つている。第8図は1973（昭和48）年の水害地点を示すが，すべてが「山の手水害」であることが特徴的である。

VI．日本に来襲した台風の勢力の変化および上陸時刻の変化について

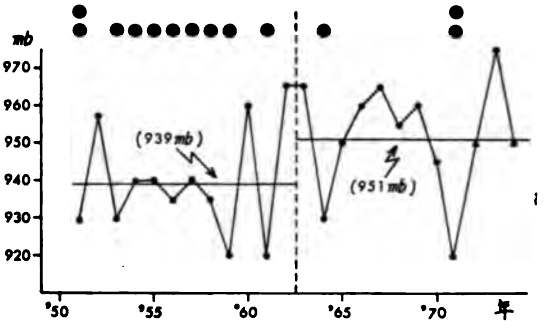
前節までに，日本における風水害の様相の変ぼうの特徴として，(1) 台風による死者災害の減少 (2) 集中豪雨による死者災害の相対的増加 (3) 災害のゲリラ化などの諸点をあげ，これらを主として社会要因によつて説明した。しかし，台風による死者災害の減少の一因としては，社会要因の他に自然要因として，近

年は，枕崎台風，狩野川台風，伊勢湾台風のような超大型の台風が，大都市を直撃していないことも考慮すべきである。

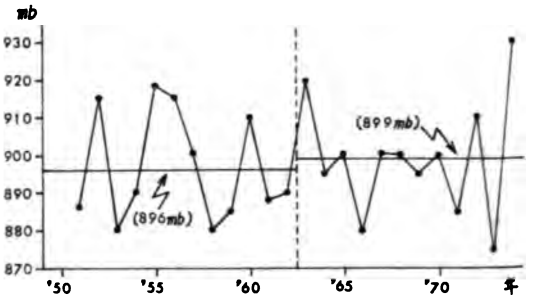
第9図は，飛行機観測により台風の中心気圧がかなりの精度で推定できるようになった1951（昭和26）年から1974（昭和49）年までの24年間で，日本近海（40°N 145°E, 36°N 145°E, 33°N 143°E, 28°N 130°E, 28°N 125°E, 34°N 125°E, 40°N 136°E の各点を結ぶ線で囲まれた海域）に現れた各年の台風の最低気圧を図示してある。また日本近海で中心気圧が940 mb 以下を示した台風の個数が黒丸によつて示されている。この図によると，最近24年間の前半の12年間（1951～62）には，各年の日本近海における最も強い台風の中心気圧の平均は939 mbで，940mb以下の個数は10個であるが，後半の12年間は，最低中心気圧の平均は951 mbで，940 mb 以下の台風の個数は3個であり，最近になつて日本近海には強い台風の出現が少なくなつていることが示されている。

第10図は北太平洋における各年の台風の最も深かつた中心気圧を示し，第11図は北太平洋における中心気圧 940 mb 以下の台風の個数の経年変化を示す。これらの図では，北太平洋の台風の強さが，最近において弱くなつている，という傾向は現われていない。これらの図から，最近において強い台風が少なくなつたのは，日本近海についていえることであつて，北太平洋全体にはあてはまらないことがわかる。

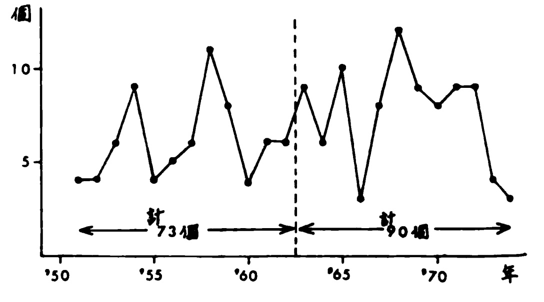
近年の台風による死者数減少の一因として1959（昭和34）年以前と1960（昭和35）年以後とでは，強い台風の上陸時刻または主要災害の発生時刻が，前者は夜間が多く後者は昼間が多かつたためとする水谷（1976）の指摘がある。水谷によると，工率10×10^{24}erg/sec を超える大型台風は1946～59（昭和21～34）年の14年間に6個来襲したが，そのうち4個は夜間に来襲しており，1960～71（昭和35～46）年の12年間には5個来襲しているが，そのうちの4個は昼間に来襲している。風水害の死者数は，昼間と夜間とでは格段の相違が生じることが多いことは事実であり，その点で上記の水谷の指摘は注目すべき指摘といえよう。



第9図　日本近海に出現した時の台風の最低気圧の経年変化
上段の黒丸は940mb以下の台風の個数，カッコ内の数字は，それぞれ前半および後半12年間の台風の最低気圧の平均



第10図　北太平洋の台風の最低気圧の経年変化
カッコ内の数字は，それぞれ前半および後半12年間の台風の最低気圧の平均



第11図　北太平洋の 940 mb 以下の台風の個数

第4表　ハリケーンの死者数と損害額の年代別変遷
（倉嶋・谷川 1975）

年	死者数	損害額
		100万ドル
1900～1909	6604	33.0
1910～1919	1225	95.4
1920～1929	2113	144.0
1930～1939	1132	364.7
1940～1949	525	497.6
1950～1959	819	1944.3
1960～1971	604	5015.0

（注）この表によると，この70年間に死者は10分の1に減り，損害額は100倍になっている。1920年代には財産の損害額1000万ドルあたり死者147人であるが，1960年代以後は1000万ドルあたり死者1.2人である。死者数が少なくなり損害額が増大しているのが“先進国型台風災害”の特徴といえる。

第5表　アメリカ合衆国におけるトルネードの死者災害の変遷
（倉嶋・谷川 1975）

年代	報告されたトルネード総数	トルネードによる死者総数
1921～1925	564	1616
1926～1930	866	1229
1931～1935	830	909
1936～1940	787	916
1941～1945	729	980
1946～1950	902	813
1951～1955	2087	940
1956～1960	3168	445
1961～1965	2413	481
1966～1970	3396	485

（注）トルネード対策が行われ始めた1950年代から，トルネードの報告数は増大し，死者数は減少している。

VII. 台風，集中豪雨とハリケーン，トルネードの死者災害の比較

これまで述べてきた日本の風水害の変遷を，アメリカにおけるハリケーン，トルネード災害の変遷と比較すると，大へん興味深い対応関係が見られる。

アメリカにおけるハリケーンの死者数は，第4表に示すように1940年代以降の減少が顕著である。この減少は，日本の台風の死者数の1960年代の減少に対応するものと考えると，そこに約20年の年代差がある。

1940年代以降のハリケーンの死者災害の減少の原因としては，G. P. Cressman (1969) は，1945（昭和20）年以後，飛行機観測によるハリケーンの発見と追跡が行われたこと，ハリケーン予報法が進歩したこと，気象資料のない海上からのハリケーンの急襲が，気象衛星の観測によって防げるようになったことなどをあげている。

第5表はアメリカにおけるトルネードの死者災害の変遷を示す。この表に表われている1950年代後半のトルネード死者数の明りような減少は，1953（昭和28）年以降，商務省（アメリカの気象事業の所属省）

がトルネード予報に力を入れ始めたことに対応するもので，そのことは，報告されたトルネード数が1950年代に不連続的に増加していることにも現われている。これはむろん，トルネードの発生数そのものが増加したのではなく，トルネードを監視する網が細密になつたためであり，トルネードに対する人びとの関心が高まつたことによるものである。

アメリカのトルネードと日本の集中豪雨を，防災気象情報の対象として考えるとき，次の類似性を指摘することができる。

(1) 局地的対流現象であること

(2) 寿命が短いこと

(3) 災害が局地的であるが激じんであること

(4) その生起の背景となる総観場は予想できるが，個々の現象の生起時刻と場所を予想することは，きわめて困難であること

アメリカのトルネード予警報は，次の諸成分で構成されている（Executive Office of the President, Office of Emergency Preparedness 1972)。

(1) 激しい雷雨やトルネードの発生しそうな地域の24時間予報

(2) 27,000平方mile（およそ263km 平方）の広さの地域内のどこかにトルネードが発生しそうだということを1時間前（時には2～3時間前）に警告する tornado watch

(3) 発生したトルネードが人間またはレーダーで見つけられた時に，その位置と今後の予想進路を知らせる tornado warning

(4) トルネードが発生した場合，それらがさらに続けて群発するものか，それともその段階で衰えてしまうものかの判定。

そして，これらのことが効果的に行われるために

(1) 主としてトルネード発生のポテンシャル予報の現業と研究を行う特別な機関 National Severe Storm Forecast Center（略称 NSSFC）の設置。

(2) トルネードを早期に発見するためのレーダー観測網の整備。篤志的に参加している数千人の市民，団体などから構成されるトルネード特別観測網 Project SKYWARN の組織。

(3) 予想作業を迅速に行うための気象通信網の整備。

(4) tornado watch, tornado warning を迅速に伝達するための警報システムの整備。

(5) watch, warning に対応して直ちに避難が行われるためのトルネード対策についての広報・普及キャンペーンの実施。地方自治体などにおけるトルネード防災計画の立案と実施。

(6) トルネードに耐える住宅の建設，避難場所の建設。

などが行なわれた。

以上の施策は，方法論的には，日本において現在，模索され実行されつつある集中豪雨の予報・警報の改善策にきわめてよく似ている。

日本の集中豪雨予警報対策は1953（昭和28）年6月の北九州の水害（死者・行方不明1014人），同年7月の和歌山県を中心とする水害（死者・行方不明1015人）とどを契機に，水理水害対策用の雨量観測網の展開，レーダーの導入，集中豪雨の特別観測などが行なわれてきたが，気象技術者の間には，集中豪雨の予・警報は現行の予報技術の可能限界外のものであり，気象サービスとしてそこまで責任を負うべきではないという考えが根強く残つていた。たしかに，総観規模の天気図解析と，総観規模の現象の力学を基礎とした数値予報を主要な武器としている予報技術の当時の状況，および速報性・確実性において十分には機能しない当時の雨量観測網からすれば，集中豪雨の予報は不可能である，とする考え方にも一理があつた。

集中豪雨の予報についての，この種の消極的態度を克服することの必要性が強調され始めたのは1970年

代にはいつてからである。その直接の動因は，すでに述べたように，1960年代の高度経済成長に対応して生活環境の中に現われた一種の"ひずみ"，生活圏の急傾斜地への拡大，気候の長期変動などを背景として，集中豪雨による斜面崩壊，都市河川・中小河川のはん濫などによる災害が続発し，集中豪雨の予・警報に対する国民からの厳しい批判と期待が，国会や報道機関などを通じて気象庁に寄せられたことである。一方，技術的には，次のような背景がある。

(1) 特別観測などを通じて，集中豪雨の実体の解明が進んだこと。

(2) 集中豪雨のポテンシャル予報の可能性に，ある程度の見通しができたこと。

(3) レーダー観測資料のテレファックスによる伝達が始まったこと。

(4) 1971（昭和46）年5月公衆電気通信法の一部改正によって電々公社の電話回線がデータ通信に開放されたことにより，比較的細密な自動的雨量観測網の観測結果をリアル・タイム，オンラインで集配信する地域気象観測システムが展開され始めたこと。

現在，集中豪雨の防災気象情報系は，次の諸項で構成されることについては，おおかたの意見の一致が得られていると思われる。

(1) ポテンシャル予報。

(2) 早期発見（レーダー，地域気象観測システム，部外雨量通報）と追跡。

(3) 一過性雷雨か集中豪雨かの迅速・的確な判別。

(4) きわめて短いライフタイムの現象を速報できる実況放送に近い伝達体制。

(5) その伝達に即応して機能する防災活動と避難行動。

これらの諸項を気象事業の部内で系統だてて，その内容の確実化と伝達の迅速化をはかり，さらにこれを各防災機関の防災情報系に結びつけるのが，現在の課題といえよう。

第5表に示されている1950年代後半のトルネード死者数の減少は，上記のような日本の集中豪雨の防災気象情報システムを発展させようとする試みに，有力な支持を与えてくれる。また科学技術史的に見る時，アメリカにおいては，ハリケーンの死者数を減少させた1940年代の中ごろから約10年後の1953（昭和28）年にトルネード予報対策の本格的取り組みが行われ始め，日本では台風による死者数を減少させた1960年初めから約10年後の1970年代の初めに集中豪雨対策の本格的取り組みが行われ始めたことは，単なる偶然ではないように思われる。

VIII. 台風と集中豪雨の予報の精度と防災活動

前項までに，近年における風水害の変貌とその原因を，防災気象情報システムと関連させて考察した。本項では，防災活動を行う場合の基本情報の一つとなつている気象情報は，現在，どの程度の精度を持つているかについて述べたい。防災活動の成否には，精度に限界のある（あるいは，精度が必ずしもよくない）防災気象情報の利用について，各方面の各級の防災関係者の間に，理解と意見の一致が必要である。そうでないと，防災気象情報への過度に敏感な対応と，その裏返えしとしての無視によつて，防災気象情報はいわゆる「狼少年的警告（cry-wolf）」扱いをされて，結局は防災効果が著しく減じることになる。したがつて防災気象情報を発表する側も使う側も，気象情報の精度を十分に認識している必要がある。

(1) 台風の進路予報の精度

現在，日本においては，台風の24時間進路予報は扇形で発表されているが，その中心軸の先端を24時間後の位置として，実際の24時間後の位置との距離を誤差として，進路予報の精度を調査したものに第6表がある。これは1970（昭和45）年に行われた24時間進路予報102回について調べられたもので，誤差の平均値は226km，標準偏差は109kmであり，予想回数の60%は誤差225km以内である。しかし誤差300～400kmの場合が25%もある。これは台風の中心が東京に来ると予想して，実際には大阪から名古屋方面に行く場合に相当する。1972(昭和47)年の台風予報についても同様の調査が行われたが，成績の向上は認め

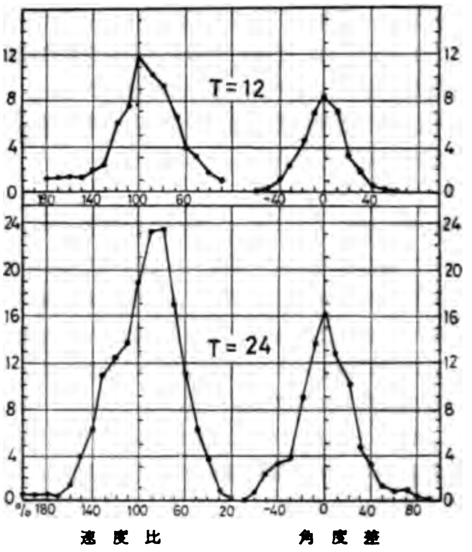
第6表 台風予想の精度（東京湾安全対策報告書より）

誤差のクラス	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
誤差の幅 (km)	50 (0～75)	100 (75～125)	150 (125～175)	200 (175～225)	250 (225～275)	300 (275～325)	350 (325～375)	400 (375～425)	450 (425～)
出現度 %	10	16	14	21	13	10	9	5	4

（1970年，24時間予報）

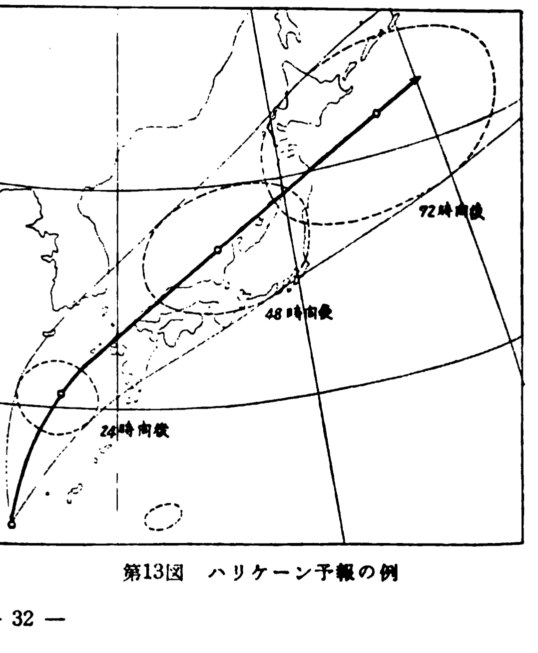
られなかつた。

第12図は1970～72（昭和45～47）年の3年間の台風予報の誤差の度数分布を示す。ここに角度差とは予想扇形の中心軸と実際の進行方向のなす角度をいい，速度比は予想速度と観測速度の比を%で表わしたものである。角度差の標準偏差は12時間予報で20°，24時間予報で24°ぐらいである。このことは，第12図の分布を正規分布とみなすならば，台風が扇形内を進む確率を約70%にとるためには，扇形の角度は中心軸から左右にそれぞれ20～24°ぐらいにする必要があることを示している。扇形は文字通り「末広がり」であり，たとえば沖縄付近で北東に進む台風の進路を左右20°の扇形進路で表現すれば，日本の南岸は関東地方から九州まですべて上陸予定地点になつてしまう。これは防災活動にとつては，きわめて悪い精度といわなければならない。



第12図 台風予報の誤差分布（気象庁予報部1974）

では，このような台風の予報精度は，アメリカのハリケーンの予報精度にくらべると，どうであろうか。1956～59年のハリケーンの24時間予報の精度は158海里（約293km）であつたが1968～71年には106海里（約196km）に向上した。また上陸地点の24時間予報の誤差は平均100海里（約185km）であり，将来はこれを75海里（約139km）まで縮めたい考えであるという。また高潮警報の出される対象海岸線の幅は200～250マイル（約322～402km）であるが，これを150マイル（約241km）以下に縮小できれば，緊急防災対策につぎこむ金を，年にして数100万ドル節約できるといわれている。第13図はアメリカのハリケーンの確率予報の1例を日本付近の地図上に移してみたものである。破



第13図 ハリケーン予報の例

線の長円は，それぞれ24，48，72時間後に50%の確率でハリケーンが進んでくると予想される区域を示す。これを日本流に扇形表示になるおしてみると，台風予報の精度と大差がないことがわかる。日本でもアメリカでも，この程度の予報精度の予報を利用して，防災効果をあげてきているのである。日本における1960年代以降の台風死者数の激減の一因として，防災気象情報の発展があつたとすれば，それは多分，台風の進路予報の精度がめざましく向上した点にあるのではなくこの程度の精度の台風情報によつても，広範囲に地域ぐるみで警戒に立ち上がるという合意が国民の間にでき，その合意を前提とした地域防災組織に，防災気象情報が組みこまれたことにあると思われる。防災気象情報の，この方向への歩み出しの契機となつたものは，1959（昭和34）年９月の伊勢湾台風であつた。この台風の予報は大局的にはかなり的確であつたにもかかわらず，大災害が起こつた。この災害をめぐつて防災行政上の反省点として指摘されたのは，各官庁が縦割りの所轄業務のわく内で，相互に調整されることなく，ばらばらに災害対策を実施しているため，全体としての実効性が弱められ，伊勢湾台風のように，人間社会が自然の力に大きく破れた時に，その欠陥が非惨な結果として露呈した，ということであつた。そして災害対策基本法の機運が高まつた。この法律は約２年間の審議の後，1961（昭和36）年10月に制定され，1962（昭和37）年７月に施行された。これにより，それまで相互に関連の少なかつた各防災行政が，国および地方自治体の防災会議の設置，防災計画の作成を通じて総合性，計画性を得ることになり，更に災害緊急事態には地方自治体では災害対策本部，国でも非常災害対策本部，緊急災害対策本部を設置し，総合的防災活動を実施するようになつた。気象庁，気象台も，この法律による指定行政機関，指定地方行政機関として，総合的・計画的な防災行政および防災活動のわく組みの中に組み込まれ参加することになつたのである。これは防災気象システムの発展にとつても，画期的な転機であつた。

(2) 集中豪雨予報の精度

すでに述べたように，集中豪雨の予報は，（a）集中豪雨が起こる可能性の大きいことを12～24時間前に知らせるポテンシャル予報，（b）局地的大雨の早期発見と，それが一過性の単純熱雷か悪性の集中豪雨かの判別，（c）集中豪雨域の追跡と，それにもとづく短時間（1～数時間）予報　の３段階にわけられる。このうち，地域と時刻に具体性のある予報は（b）（c）段階であるが，これはすでに現象が始まっている段階であり，その情報は，いわば「実況放送」に近い性質のものである。

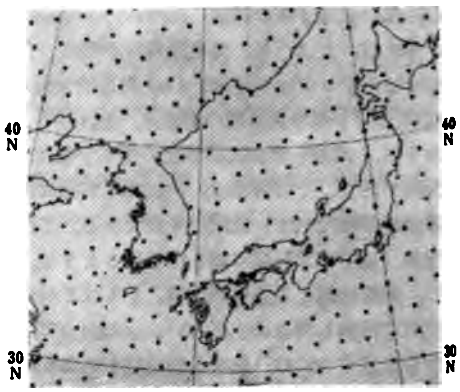
事前の予報は（a）段階のものである。これは低気圧，前線，湿舌，不安定領域などのような総観規模の現象（通常の天気図に描き出し得るような，1000km幅程度の「気象じよう乱」）の予測によつて行われるが，実際に起こる集中豪雨域よりもはるかに広い範囲に対して，その生起の可能性を，限られた精度で一般的に指摘し得るにすぎない。したがつて，この段階の予報は，防災機関が，これによって直ちにその活動を準備するには，危険予想地域があまりにも広すぎ，また，その内容の具体性がとぼしすぎる，といわれてきた。台風予報も前述のように，実際よりはかなり広い範囲に対して警戒を呼びかけるが，災害を起こす「気象じよう乱」そのものの姿ははつきりしており，その動きは１～６時間おきに報道され，その都度，予報も実況の変化に応じて更新されていくので，防災活動の方も，それなりの対応ができる。しかし集中豪雨の場合は，その生起以前の段階では，台風情報のようなステップを踏んでの内容の更新と具体化は出来ないのである。集中豪雨予報はできない，といわれてきたのも，この点にあつたといえよう。そして崖崩れ，土石流のような突発的な局地的激じん災害に対しては，それを予知して防ぐよりは，防止施設による準恒久的対策の方が先決ではないか，とされてきたのであつた。しかし，一方では，次のような現実があつた。

1972（昭和47）年の調査によると，土石流発生危険渓流は35,000渓流，地すべり1,000個所，崖崩れ危険個所60,000もある。これに対し砂防施設の整備などの概成渓流数は昭和50年度末で，1,432渓流で進捗率は4.1%，昭和51年度末で1,798渓流で進捗率は5.2%で，年間進捗率は1.1%である。このような現状から最近では，これらの危険個所に対し「国家財政等より防止施設によるハードな対応の限界論がようやく関

係者の間で活発化しはじめ，予知，警戒，避難体制といったソフトな対応の必要性が認識され」（近藤1976）てきたのである。このようなソフトな対応の具体的な内容は，多分，(1) 斜面崩壊，土石流などの発生機構や災害実態の研究を推進すること (2) 前項の研究結果にもとづいて土石流等の危険地域を表示すること (3) 警戒・避難雨量，避難場所，避難行動手順，交通規制基準などを設定すること (4) 前項の各種情報を地域住民へ提供し，住民の自衛意識を確立し，その体制作りを促進すること (5) 雨量計，警報器等を適正に設置し有効に利用すること，などであろう。

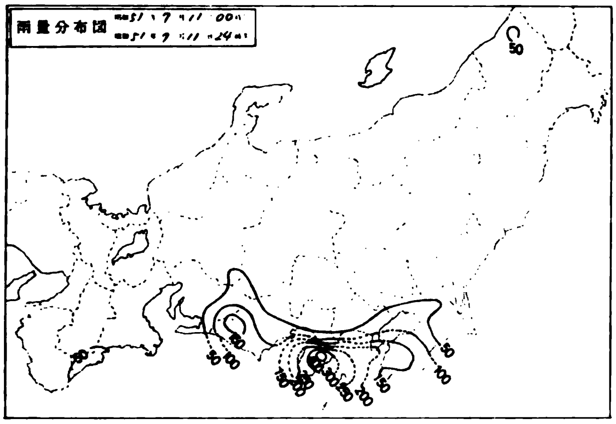
前述のように，現行の集中豪雨予報，とりわけ事前のポテンシャル予報は，集中豪雨の生起時刻と生起地域を特定する能力に乏しいため，これによって，上記のきわめてせまい地域ごとの個々の避難行動を起こすことはできない。実際の避難行動は，現地の住民または防災担当者の観測（目視，体感，雨量計，水位計，警報装置など）と総合判断によるのが実際的である。このような「現地の雨量計」を，避難行動のための「最終アラーム」とみなすならば，気象官署の行う予報や警報は，その「予鈴」の役割を果たすであろう。それでは，「予鈴」としての集中豪雨予報は，集中豪雨の生起の空間に時間を，どの程度まで特定し得るであろうか。現行のポテンシャル予報法のうち，その客観性の明瞭なものに MOS 方式（Model Output Statistics の略）による POHP 予報（Probability of Heavy Precipitation の予報）がある。最近の集中豪雨の1例を通じて，この予報がどのようなものであるかを述べてみよう。MOS 方式とは一言でいえば「数値予報の格子点における予想値を予測因子として，統計的に天気の翻訳式を導くもの」（立平 1976）であり，その結果は，たとえば「○○地方の明日の降雨確率は××％」というように確率的に表現可能なのが，この方法の特徴の一つである。

現在，大気の力学および熱力学の理論式にもとづく数値予報においては，第14図に示すような 150km 間隔の格子点の各種の物理量（気温，気圧，水蒸気量，風向，風速，上昇気流その他）の各高度の予想値が得られる。過去において，ある値の予想値が得られた時に，実際の天気はどうであったかを，多くの例について統計的，系統的に調べておく。そうすれば，今度，その値が予想された時は，予想日の天気を表現することができる。これが MOS の原理であるが，実際には予測因子に使われる物理量は，当該現象のメカニズムに適合するように各種物理量を組合わせたものを用いるなど，さまざまな工夫がほどこされる。POHP は各格子点から半径約100km 以内に強い雨が降ったか，降らなかったかと，その格子点の各種物理量の予想値との関係を，過去の資料を使って多重相関法によって予報式にしたものである。これにより大雨生起確率が何％になるかが，各格子点ごとに求められ，それにより等値線を引くと，大雨生起の確率の高い地域を特定することができる。もちろん，もともと150km 間隔の格子点から出発しているから，「地点特定（ピンポイント pinpoint）」をすることはできないが，200～300km 幅の地域を特定することができる。



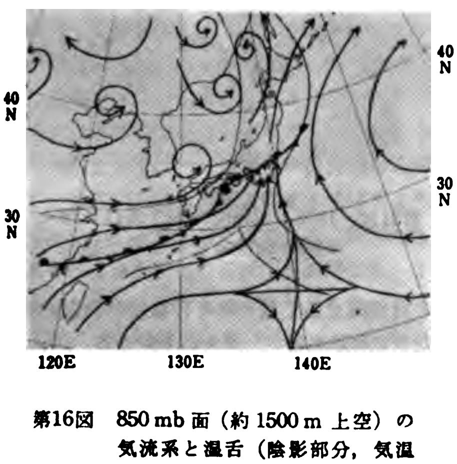
第14図　数値予報で各種物理量が求められる格子点

1976（昭和51）年7月11日に伊豆半島を中心として静岡地方に大雨が降った。雨の降り方は第15図に示すように，きわめて集中的であり，伊豆半島では崖くずれや小河川の氾らんにより死者・行方不明 15人，道路損壊，橋梁流失，鉄軌道被害などの災害が起きた。通常の天気図で見るかぎり，この大雨は，日本の南岸ぞいに東西に伸びる梅雨前線上を東進する小低気圧の前面で降ったもので，前日の天気図では，このような集中豪雨が日本のどこかで降ることは予想するのは困難であり，たとえそれができたとしても，そ

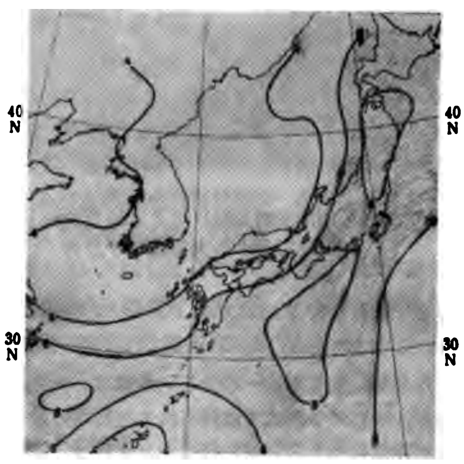


第15図　1976（昭和51）年７月11日の日雨量図（750mm）

の区域を伊豆半島に特定することはほとんど不可能であつた。降雨日当日の850 mb 面の気流系と湿潤域および地上の前線系を第16図に示す。これには梅雨前線の小低気圧の進行前面で，前線にむかつて気流が収束して吹きこんでおり，いわゆる湿舌を形成している。ただし，これは当日の実況図である。実際の予報は，大気の流れがこのようになることを前もつて予測しなければならない。それができたであろうか。前日の09時を初期値とする数値予報では，この状況は十分には予測されていなかつた。しかし前日の21時を初期値とする数値予報では，12時間後，すなわち第16図と同じ11日 09時の対流圏中層（600 mb，高度約 4 km）での水蒸気量を第17図のように予測している。これを第16図の湿潤域とくらべる時，両図の高度面は異なるとはいえ，日本上空への水蒸気の流入の模様は，かなり的確に予測されていた，ということができる。しかし，これによつて集中豪雨域を伊豆半島に特定することは困難である。この図から予測される集中豪雨の生起の可能性が相対的に大きい所は西日本の太平洋側，東日本，北日本であつて，大へんばく然としたものである。MOS 方式による POHP 予想は，大雨生起率の高い区域を，もうすこし小範囲に特定する。第18図から第21図は，10日21時の観測資料を初期値とした場合の大雨生起確率10%以上が予測される区域を示してある。第17図の湿潤気流流入予想域にくらべると，POHP の大きな区域は，いくつかに分割されているが，中でも伊豆半島周



第16図　850 mb 面（約 1500 m 上空）の気流系と湿舌（陰影部分，気温露点差３°C以下の区域）。前線は地上天気図の梅雨前線，×印は地上天気図の低気圧の位置。1976（昭和51）年７月11日09時



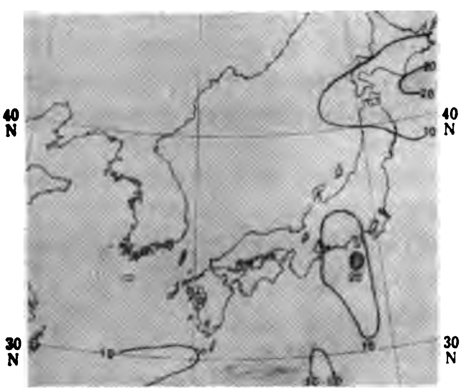
第17図　1976（昭和51）年７月11日09時に対する 600 mb の比湿（g/kg）の予想図（初期値は７月 10日 21時）



第18図　1976（昭和51）年７月11日00～06時に対する大雨確率予想図（初期値は７月10日21時，10%以上の区域のみを示した。以下21図まで同じ）



第19図　1976（昭和51）年７月11日06～12時に対する大雨確率予想図



第20図　1976（昭和51）年７月11日12～18時に対する大雨確率予想図



第21図　1976（昭和51）年７月11日18～24時に対する大雨確率予想図

辺を中心として東海地方に POHP の10～20％域が１日中，ほぼ固定して現われているのが特徴的である。このことから POHP 予測では伊豆半島方面の大雨をかなりの程度に特定し得た，といえる。

ただし，生起率10～20%という値は，一見，あまりにも小さすぎる，と思われるかもしれない。ところが，現在の予測式では得られる生起率の最も大きな値でも50%程度である。このことは POHP だけで大雨注意報や大雨警報を行ったとすれば，精度の高い場合でも長い間には，50%は適中するが50%は「警戒しすぎ」になることを意味している。つまり注意報や警報が，“Cry-wolf”になる危険性をふくんでいる。しかし，大雨の降る気候学的確率は，一般に２～３％程度である。したがって生起率10～20%の予測にふくまれる情報量は，大へん大きいといえるのである。また第18図から第21図の場合には，伊豆半島

付近には，１日の各時間帯について，常に10～20%の生起率が現われている。したがつて１日全体の大雨確率はかなり大きくなるはずである。このような POHP 予報の持つ豊富な情報量を，防災効果の向上に結びつけるためには，迅速なデータ伝送システムと，適切な防災気象解説および気象情報の内容・精度に対する防災担当者の正しい理解が必要になる。POHP は他の予報資料と組合せて総合判断することにより，その利用価値は一そう高まるであろう。POHP の利用の一方法としては，とくにその値が相対的に高く予想されている区域に，対流性の雨が降り始めたら，それは大雨になる可能性があると考えて，その後の監視を強め，同時に注・警報の発表の検討を開始すること，などがある。

IX. む す び

以上，本文においては，近年の風水害の様相の変化と，これに対応する防災気象情報の発展について述べ，とくに近年の風水害が，いわゆる“ゲリラ性”(突発性，意外性，局地・小規模・激じん性，群発性など）の性格を強めたことと，これに対応する防災気象情報は短時間予報（０～６時間予報）または実況報（ナウ・キャスト nowcast）にならざるを得ないことを強調した。そして実際の避難行動は，現実の雨量または水位の警戒値到達を知らせるアラーム装置によつて行われるのが現実的であり，防災気象情報はその「予鈴」的役割を果すことを指摘した。また近年における台風による死者数の減少に関連して，伊勢湾台風の災害を契機として得られた，「台風災害と闘う」という国民的合意が重要な役割を演じたことを強調した。この国民的合意は，災害対策基本法およびこれに基づく地域防災計画として，現在の社会に具現されているのであるが，この合意は今後も忘れられることなく，その内容がますます高められなければならないであろう。

本文の原稿作成後に，昭和51年台風第17号の災害が起こつた。この台風の特徴としては，(1) 九州に接近中も大型で強い台風であったこと，(2) 九州の南の海上で速度をゆるめ，9月10～12日のやく３日間もこの海域にとどまつたこと，(3) 沖縄の南東海上にあつたころから，台風周辺の湿潤気流と日本付近の前線の影響で関東以西の広範囲に局地的大雨が群発し始め，さらに九州南の海上に停滞中は継続的に湿潤気流が日本に流入したため，降雨期間が長びき，８～13日の６日間の総雨量は岐阜県，三重県，四国では 1000～2700mm に達したこと，の３点があげられる。そして各地で山・崖崩れ，土石流，堤防決壊などの災害が起こり，被害の範囲は１道１都２府41県に及んだ。死者は全国で 154人を数えたが，死者災害の起こつた範囲も２府19県に及んだ。死者の内訳は，警察庁の資料によると，山・崖崩れ，土石流によるもの 129人 (84%) で，川の増水(転落など)によるもの18人 (12%)，その他が７人（４%）であつた。山・崖崩れの死者が多かつた点は，本文で述べた近年の風水害の特徴の通りである。また東京では都市河川の急激な増水による浸水被害が起こつたが，これも本文の分析と合つている。ただし，台風 17号の災害のもう一つの特徴としては，一級河川の長良川の堤防決壊があげられる。本文においては，近年の風水害の特徴として，大河川の洪水がある程度ふせげるようになつたことをあげたが，台風第17号は一級河川が決して安全ではないことを示したのである。1974年には台風第16号により東京の多摩川が決壊し，1975年には台風第６号により北海道の石狩川が決壊した。３年つづきで１級河川が決壊したのである。災害の様相は今後も変わつていくと考えるべきであろう。そして，その変化を先取りして対策を立てるのが防災の要諦といえよう。

参考文献

青木　孝 (1974)：R. H. シンプソン：ハリケーンの予報―その進歩と問題点―. 測候時報，41，5，123-128.

近森藤夫 (1976)：土石流の発生機構とその対応. 災害復旧事務講義集（全国防災協会），169-176.

気象庁予報部 (1974)：予報作業指針その５「台風予報」. 1-182.

日下部正雄 (1959)：西日本災異誌. 研究時報，11，425-465.

日下部正雄（1960）：史料からみた西日本の農業気象災害（1）年代による災害の種類の変遷．農業気象，15，102-104.
日下部正雄（1962）：北海道災異誌．研究時報，14：307-336.
日下部正雄（1961）：史料からみた北海道の気象災害．天気，8，403-409.
日下部正雄（1968）：19世紀末までの四国の気象災害．研究時報，20，502-526.
日下部正雄（1973）：19世紀末までの関東地方の気象災害（その1～2）．研究時報，25，385-403，429-447.
日下部正雄（1975）：19世紀末までの中部地方および三重県の気象災害（その1～その4）．研究時報，27，81-96，119-125，159-173，203-217.
倉嶋 厚・原 達也（1972）：死者数からみた気象災害の変遷について．研究時報，24，317-332.
倉嶋 厚（1974）：現代の気候変動論とその社会的意義 ―気候変動調査研究会報告 をめぐつて―，電力気象連絡会（プリント），1-18.
倉嶋 厚・谷川良次（1974）：雷による人身事故の変遷について ―ゴルファーの落雷事故が急増している―．研究時報，26，323-326.
倉嶋 厚・谷川良次（1975）：台風，集中豪雨とハリケーン，トルネードの死者災害の変遷の比較．研究時報，27，153-158.
倉嶋 厚（1975）：近年の台風による死者数減少の一因について．研究時報，27，371-372.
水谷武司（1976）：最近における風水害被害の現われ方．気象，232，4568-4571.
宮村 忠（1973）：河川災害の諸相．地理，18，9，29-37.
中山 嵩（1976）：ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデルと大雨予想．天気，23，6，297-305.
中山 嵩・立平良三（1976）：大雨ポテンシャル予報に有効な予測因子．昭和50年度全国予報技術検討会資料（1）．気象庁予報部．66-70.
根岸弘道・西田武文（1976）：水位雨量等の情報伝送処理システム．洪水，15，115-126.
西川 泰（1968）：戦後期の日本災害史における意義．防災科学技術，No.6，1-3.
西川 泰（1971）：地盤からみた宅地防災．防災科学技術，No.19，9-12.
奥田 穣（1964）：災害の歴史性と地域性．災害論（佐藤武夫・奥田 穣・高橋 裕著，勁草書房刊），23-42.
嶋 祐之（1972）：昭和46年台風25号による千葉県下土砂災害について．文部省特定研究（昭和46年度）災害科学「昭和46年台風25号による千葉県下災害の実態調査」報告書，1-10.
高橋浩一郎（1954）：日本の風水害について．予報研究ノート，5，312-340.
立平良三（1975）：MOS について．うず，30，1-3.
立平良三（1976）：雨量予報の技術開発．札幌管区気象台「技術時報」，87，14-17.
東京都建設局（1971）：東京の中小河川．1-107.
矢野勝正（1971）：災害科学の総論的展望．京都大学防災研究所年報，第14号B，1-16.
矢野勝太郎（1972）：昭和47年災害の状況とその問題点．施工技術，5巻11号，65-71.

（1976年9月21日受理）

地学雑誌 86, 1 (1977)

最も確からしい水路網およびそれによって構成される流域の諸パラメーターについて

——水路網に関する集合論的考察——

徳 永 英 二*

On Geomorphic Parameters of the Most Probable Channel Netwroks

Eiji TOKUNAGA*

Abstract

An investigation is made of some other geomorphic parameters as well as the bifurcation ratio of the most probable channel networks based on the set-theory.

The following equations are derived for the set $S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\gamma, \cdots, n_\lambda)$ of all topologically distinct networks having $n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\gamma, \cdots n_\lambda$, streams of order l, $(l-1)$, $\cdots$, γ, $\cdots$ λ respectively and the set S_{max} $(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\gamma, \cdots, n_\lambda)$ having the largest number of topologically distinct networks among $S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\gamma, \cdots, n_\lambda)$ for the given value of n_l and various values of $n_{l+1}, \cdots, n_\gamma, \cdots, n_\lambda$, where l is the lowest order. When n_l is infinite,

$$S_{max}\ (n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\gamma, \cdots, n_\lambda) = S\ \left(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\gamma-l} n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l} n_l\right)$$

$$S_{max}\ (n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\gamma, \cdots, n_{\lambda-1}) \supset S_{max}\ (n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\gamma, \cdots, n_\lambda)$$

Then the mean ${}_m\bar{\mathcal{E}}_\kappa$ of number of streams of order κ entering into a stream of order m from sides in S_{max} $(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\gamma, \cdots, n_\lambda)$ is given as follows.

$${}_m\bar{\mathcal{E}}_\kappa = 2^{m-\kappa-1}$$

It is, therefore, proved that the bifurcation ratio of the most probable networks of infinite magnitude quite agrees with the mean bifurcation ratio of all infinite topologically distinct networks and ${}_m\bar{\mathcal{E}}_\kappa$ shows the same value in both. When n_l is finite, $n_{l+1}, \cdots$, $n_\gamma, \cdots$, n_λ take the closed values to $\left(\frac{1}{4}\right) n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\gamma-l} n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l} n_l$ respectively. The same conclusion is deduced for the other geomorphic parameters, for example, the basin area ratio, the stream length ratio, etc, which are derived from ${}_m\bar{\mathcal{E}}_\kappa$.

* 東京都立大学地理学教室　Tokyo Metropolitan University

概　要

マグニチュードが無限大の位相的にランダムな水路網の集合論的特性は，主として，下記の二つの式で示される。$S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ を，l 次，$(l+1)$ 次，$\cdots$，η 次，$\cdots$，λ 次の水路の数が，それぞれ，$n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda$ の位相的に異なる水路網の集合，$S_{max}(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ をそのような集合の中で，n_l が与えられている場合，位相的に異なる水路網の数が最大となる集合と定義すれば，マグニチュード，すなわち，n_l が無限大では，λ が $(l+1)$ から無限大の範囲で，

$$S_{max}(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)=S\left(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}n_{ll}, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l}n_l\right)$$

$$S_{max}(n_l, n_{l+1}, \cdots n_\eta, \cdots, n_{\lambda-1}) \supset S_{max}(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$$

となる。n_l が有限なる場合，$S_{max}(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ の，$n_{l+1}, \cdots n_\eta, \cdots, n_\lambda$ の値は，それぞれ，$\left(\frac{1}{4}\right)n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l}n_l$ の近傍の値をとる。このような集合を構成する水路網を，最も確からしい水路網と呼ぶことにする。

さらに，マグニチュードが無限大の，最も確からしい水路網内では，m 次の水路1本に直接側方より流入する κ 次の水路の数の平均値 ${}_m\bar{\mathcal{E}}_\kappa$ に関し，次式が成立する（ただし，$l \leqq \kappa < m \leqq \lambda$）。

$${}_m\bar{\mathcal{E}}_\kappa = 2^{m-\kappa-1}$$

一方，マグニチュードが無限大の位相的にランダムな水路網での，全分布範囲にわたる分岐比の平均値が4，${}_m\bar{\mathcal{E}}_\kappa$ の値が $2^{m-\kappa-1}$ であることは，すでに証明されている。すなわち，水路の分岐の状態を表わすパラメーターに関し，すべての位相的に異なる水路網での平均値と最も確からしい水路網での値とが，一致することが証明される。したがって，このようなパラメーターより導かれる流域面積比，流長比等の他の流域パラメーターについても，同様の関係が成り立つ。

I. 序　言

SHREVE (1966) によるマグニチュードが100という極めて小さい位相的にランダムな水路網での数値計算や，LEOPOLD (1962) や SCHENK (1963) による酔歩モデルから，位相的にランダムな水路網では，マグニチュードが無限大の場合，最も出現する可能性の大きい水路網の分岐比は4になるであろうとの予測が立てられる。

一方，${}_m\mathcal{E}_\kappa$ を m 次の水路1本に直接側方から流入する κ 次の水路の数，${}_m\bar{\mathcal{E}}_\kappa$ をある母集団における ${}_m\mathcal{E}_\kappa$ の平均値，または，母集団よりランダムに抽出した水路網における ${}_m\mathcal{E}_\kappa$ の期待値とすれば，位相的にランダムな無限大の水路網に対して，次の関係式が成り立つことが証明されている注1・注2（徳永，1974；SHREVE, 1969）。

$${}_m\bar{\mathcal{E}}_\kappa = 2^{m-\kappa-1} \qquad (1)$$

(1) 式は，位相的にランダムな無限大の水路網では，1次違いの水路数の比は，無限の連なりをもって，4で与えられることを意味する（徳永，1974；SHREVE, 1969）。もし，分岐比や ${}_m\mathcal{E}_\kappa$ の全分布範囲での平均値，もしくは，ランダム抽出による期待値が，最も出現する可能性の大きい水路網のそれらのパラメーターの値と完全に一致することが証明され，合せて，位相的にランダムな水路網に関する集合論的理解が得られるならば，それは，今後，流域の構成と発達に関する統計熱力学的研究を進めるための，重要な基礎となろう。

本論では，この問題の証明と位相的にランダムな水路網に関する集合論的考察を行うとともに，位相的

にランダムな有限の水路網の1次違いの水路数の比の分布，最も出現する可能性の大きい水路網に関して，${}_{\omega}\mathcal{E}_{l}$ より導かれる分岐比以外の他の流域パラメーターについて論じる。

II. マグニチュードが無限大の位相的にランダムな水路網の中で最も確からしい水路網

l を単位流域の次数，$(l+1)$，η，λ をそれぞれ，与えられた水路の次数，Ω を水路の最高次数とすれば，l 次，$(l+1)$ 次，$\cdots$，η 次，$\cdots$，λ 次，Ω 次の水路の数を，それぞれ，$n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda, \cdots$，1とする位相的に異なる水路網の数 $N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots; n_\lambda, \cdots, 1)$ は，次式で与えられる。

$$N(n_l, n_{l+1}, \cdots n_\eta, \cdots n_\lambda, \cdots, 1)=\prod_{\omega=l}^{\Omega-1} 2^{(n_\omega-n_{\omega+1})}\binom{n_\omega-2}{n_\omega-2n_{\omega+1}} \qquad (2)$$

この式は，もともと，最低次の水路の次数を1次，すなわち，n_l を n_1 として，SHREVE が提案したものであるが (SHREVE, 1966)，筆者は，水路の次数とは，本来，相対的にしか決定することが出来ないものとみなし，単位流域という概念を提案し，その次数を変数で与えている。すなわち，その次数を l とした場合，l 次の流域の中には，さらにそれよりも低次の流域が含まれるが，流域の構成に関する諸法則を考える場合，l 次以上のものを取り上げるという意味で，すなわち，l 次流域が取り上げる最小単位の流域であるという意味で，それを単位流域と名付けている（徳永，1975)。このような方法は，後で示すように，位相的にランダムな水路網というような，一種の理想化された空間を考察する際には，特に有効である。

$(\lambda-1)$ 次の水路 $n_{\lambda-1}$ 個が，λ 次の水路を n_λ 個含む，位相的に異なる水路網を形成する場合，その数 $N(n_{\lambda-1}, n_\lambda)$ は，次式で与えられる (SHREVE, 1966; WERNER, 1972)。

$$N(n_{\lambda-1}, n_\lambda)=\binom{n_{\lambda-1}-2}{n_{\lambda-1}-2n_\lambda}2^{n_{\lambda-1}-2n_\lambda}\frac{\binom{2n_\lambda-1}{n_\lambda}}{2n_\lambda-1} \qquad (3)$$

(2) 式と(3) 式より，ただちに次式が導かれる

$$N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)=\left[\prod_{\omega=l}^{\lambda-1} 2^{(n_\omega-2n_{\omega+1})}\binom{n_\omega-2}{n_\omega-2n_{\omega+1}}\right]\frac{\binom{2n_\lambda-1}{n_\lambda}}{2n_\lambda-1} \qquad (4)$$

以下，主として（4）式を用いて，与えられたマグニチュードに対し，$(l+1)$ 次以上の水路をいくつ含むものが，最も出現する可能性が大であるかという問題について検討する。

議論の展開を明確にするためには，単位流域の概念を用いて，マグニチュードが無限大の位相的にランダムな水路網を再定義し，さらにそれをいくつかの種類に分類するとともに，このような水路網に対して，集合論的定義を与える必要がある。

SHREVE (1969) によってなされた，マグニチュードが無限大の水路網という定義に，筆者による単位流域の概念を導入すれば，それは，単位流域の数が無限大の水路網を指すというふうに，その意味を拡大して，再定義を行うことが出来る。この拡大された定義での，マグニチュードが無限大の水路網は，以下のように，いくつかの種類に分類される。

まず，これらの水路網は，その水路網中の水路の最高次数と単位流域の次数との差が無限大のもの（(2) 式において，$(\Omega-l)$ が無限大のもの）と，その差が有限なもの（(2) 式において，$(\Omega-l)$ が有限なもの）とに大別される。

$(\Omega-l)$ が無限大のものを，次数が上に無限の水路網，あるいは，単に上に無限の水路網，$(\Omega-l)$ が有限なものを，次数が上に有限な水路網，あるいは，単に上に有限な水路網と呼ぶことにする。また単位流域

の定義によれば，その中には，それより次数の低い流域を考えることが出来る。そのような流域の最低次数を δ とした場合，$(l-\delta)$ が無限大のものを注3，次数が下に無限の水路網，あるいは，単に下に無限の水路網，$(l-\delta)$ が有限なものを，次数が下に有限な水路網，あるいは，単に下に有限な水路網と呼ぶことにする。

次に，位相的にランダム水路網に関する集合論的定義を行なう。

$S(n_l)$ を，単位流域の数を n_l としたときの位相的に異なる水路網の集合，$S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ を，l 次，$(l+1)$ 次，$\cdots$，η 次，$\cdots$，λ 次の水路の数を，それぞれ，$n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda$ としたときの位相的に異なる水路網の集合とする。ただし，$n_\eta=1$ のとき，$(\eta+1)$ 次以上の次数の水路の数はすべて0となる故，$S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)=S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_{\eta-1}, 1)$ となる。

集合の大小に関しては，位相的に異なる水路網の数が多いものを大とする。$S(n_l)$ は，n_l が無限大のとき，$S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ は，n_l または $(\lambda-l)$ が無限大のとき，無限集合となる。このような集合に関して，ただちに，次の二式が導かれる。

$$S(n_l) \supset S(n_l, n_{l+1}) \supset \cdots \supset S(n_l, n_{l+1}, \cdots n_\eta) \supset \cdots \supset S(n_l, n_{l+1}, \cdots n_\eta, \cdots n_\lambda) \quad (5)$$

$$S(n_l)=\sum_{n_{l+1}=0}^{m_{l+1}} S(n_l, n_{l+1})=\cdots=\sum_{n_{l+1}=0}^{m_{l+1}}\cdots\sum_{n_\eta=0}^{m_\eta} S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta)=\cdots=\sum_{n_{l+1}=0}^{m_{l+1}}\cdots$$

$$\sum_{n_\eta=0}^{m_\eta}\cdots\sum_{n_\eta=0}^{m_\eta} S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots n_\lambda) \quad (6)$$

ただし，$m_{l+1}=n_l/2$ または $(n_l-1)/2$，$\cdots$，$m_\eta=n_{\eta-1}/2$ または $(n_{\eta-1}-1)/2$，$\cdots$，$m_\lambda=n_{\lambda-1}/2$ または $(n_{\lambda-1}-1)/2$ とする。

n_l の値が与えられており，しかもその値が大きい場合，(6) 式が示すように，$S(n_l)$ の中には，n_{l+1} が $1\sim n_l/2$ または $(n_l-1)/2$ の範囲で，n_{l+1} の値によつて $N(n_l, n_{l+1})$ の値が異なる，いくつもの $S(n_l, n_{l+1})$ が存在する。

$n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_{\lambda-1}$ の値が与えられており，しかもそれらの値が大きい場合，$S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_{\lambda-1})$ の中には，n_λ が $1\sim n_{\lambda-1}/2$ または $(n_{\lambda-1}-1)/2$ の範囲で，n_λ の値によって，$N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots n_\lambda)$ の値が異なる，いくつもの $S(n_l, n_{l+1}, \cdots n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ が存在する。このような集合の中で，$N(n_l, n_{l+1}, \cdots n_\eta, \cdots n_\lambda)$ の値を最大とする n_λ の値によつて与えられる $S(n_l, n_{l+1}, \cdots n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ を $S_{\lambda\cdot max}(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots n_\lambda)$ と定義する。このような場合の n_λ の値は，以下のような方法で求めることが出来る。

$n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_{\lambda-1}$ の値が与えられている場合，n_λ の値を多少変えても，$N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots n_\lambda)$ の値が変らないとき，$N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ は極大値をとる。

すなわち，

$$\frac{N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)}{N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda-1)}=1 \quad (7)$$

を満足させる n_λ の値を得れば，それが $N(n_l, n_{l+1}, \cdots n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ が極大値をとるための条件となる。

(7) 式に(4) 式を代入すれば，(8) 式を得る。

$$\frac{(n_{\lambda-1}-2n_\lambda+2)(n_{\lambda-1}-2n_\lambda+1)}{4n_\lambda(n_\lambda-1)}=1 \quad (8)$$

$n_{\lambda-1}$ および n_λ の値が極めて大きい場合，(8) 式は，次式で置換えられる。

$$\frac{(n_{\lambda-1}-2\,n_\lambda)^2}{4\,n_\lambda^2}=1 \tag{9}$$

(9) 式を解くことにより，

$$n_\lambda=\frac{1}{4}n_{\lambda-1} \tag{10}$$

を得る。すなわち，$n_{\lambda-1}$ の値が無限大の場合（勿論，そのためには，n_l の値が無限大でなくてはならない），次の関係式が成立する。

$$S_{\lambda\cdot max}\ (n_l,\ n_{l+1},\ \cdots,\ n_\eta,\ \cdots,\ n_\lambda)=S\ (n_l,\ n_{l+1},\ \cdots,\ n_\eta,\ \cdots,\ n_{\lambda-1},\ \frac{1}{4}n_{\lambda-1}) \tag{11}$$

このような関係は，λ が $(l+1)$ から∞の範囲で成り立つ故，λ の値を $(l+1)$ から始めて，1づつ増加させせることにより，以下の式を次々と導くことが出来る。

$$S_{l+1\cdot max}\ (n_l,\ n_{l+1})=S\ (n_l,\ \frac{1}{4}n_l)$$

....

....

$$S_{\eta\cdot max}\ (n_l,\frac{1}{4}n_l,\ \cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l-1}\ n_l,\ n_\eta)=S\ (n_l,\ \frac{1}{4}n_l,\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l-1}\ n_l,\left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}\ n_l)$$

....

....

$$S_{\lambda\cdot max}\ (n_l,\frac{1}{4}n_l,\ \cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}\ n_l,\ \cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l-1}\ n_l,\ n_\lambda)=S\ (n_l,\frac{1}{4}n_l,\ \cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}n_l,\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l-1}\ n_l,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l}\ n_l) \tag{12}$$

つまり，次数を1次づつ増加させ，最大集合の中の最大集合，····，さらにその中の最大集合を得るための条件を，次々と無限に追うことが出来る。

また $S_{\eta\cdot max}\ (n_l,\ n_{l+1},\ \cdots,\ n_{\eta-1},\ n_\eta,\frac{1}{4}n_\eta,\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta}\ n_\eta)$ を，$n_l,\ n_{l+1},\ \cdots,n_{\eta-1}$ の値が与えられている場合，$N\ (n_l,\ n_{l+1},\ \cdots,\ n_{\eta-1},\ n_\eta,\frac{1}{4}n_\eta,\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta}\ n_\eta)$ の値を最大にする n_η の値によつて与えられる $S\ (n_l,\ n_{l+1},\ \cdots,\ n_{\eta-1},\ n_\eta,\frac{1}{4}n_\eta,\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta}\ n_\eta)$ と定義すれば，そのような場合の n_η の値は，

$$\frac{N\ (n_l,n_{l+1},\ \cdots,\ n_{\eta-1},\ n_\eta,\ \frac{1}{4}n_\eta,\ \cdots,\left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta}\ n_\eta)}{N(n_l,\ n_{l+1},\ \cdots,\ n_{\eta-1},\ n_\eta-1,\ \frac{1}{4}n_\eta,\ \cdots,\left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta}\ n_\eta)}=1 \tag{13}$$

を解くことにより求まる。(13) 式へ(4) 式を代入して，次式を得る。

$$\frac{(n_\eta-2)\ \ (n_{\eta-1}-2\,n_\eta+2)\ \ (n_{\eta-1}-2\,n_\eta+1)}{n_\eta\ \ (2\,n_\eta-2)\ \ (2\,n_\eta-3)}=1 \tag{14}$$

を得る。$n_{\eta-1}$ および n_η の値が極めて大きい場合，(14) 式のカッコ内の定数項を省略して解けば，

$$n_\eta=\frac{1}{4}n_{\eta-1} \tag{15}$$

を得る。このような関係は，$l+1\leqq\eta\leqq\lambda$ のすべての範囲で成立する故，η の値を λ より始めて，1づつ減少させることにより，以下の式を次々と導くことが出来る。

$$S_{\lambda\cdot max}(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)=S\left(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_{\lambda-1}, \frac{1}{4}n_{\lambda-1}\right)$$

………………………………………………………………………

………………………………………………………………………

$$S_{\eta\cdot max}\left(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \frac{1}{4}n_\eta, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta}n_\eta\right)=S\left(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_{\eta-1}, \frac{1}{4}n_{\eta-1}, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1}\right)$$

………………………………………………………………………

………………………………………………………………………

$$S_{l+1\cdot max}\left(n_l, n_{l+1}, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l-1}n_{l+1}, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l-1}n_{l+1}\right)=S\left(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l}n_l\right) \tag{16}$$

(16) 式は，n_l のみが与えられており，しかも，その値が無限大の場合，$S(n_l)$ の中には，$n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda$ の各々のとり得るすべての値に対する $S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots n_\lambda)$ が存在するが，それらの中で，$n_{\lambda-1}$ の値が無限大のものだけを取り出して，大小を比較すれば，最も大きい集合は，$S\left(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l}n_l\right)$ であることを示している。しかし，このことは，$n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda$ の取り得るすべての値に対する $S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ の中で，$S\left(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}n_l \cdots, \frac{1}{4}^{\lambda-l}n_l\right)$ が最大であることを，ただちに意味するものではない。なぜならば，η 次より高次の水路の数が有限な場合，$S\left(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l}n_l\right)$ より大きい $S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_l, \cdots, n_\lambda)$ が存在するか否かという問題に関する検討がなされていないからである。

以下その問題に関して検討を行う。n_l が与えられている場合，$(\lambda-1)$ 次の水路の数が無限大の水路網に対し，(16) 式より，次の関係式を導くことが出来る。

$$N\left(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l}n_l\right)\geqq N\left(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_{\eta-1}, \frac{1}{4}n_{\eta-1}, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-l}\right) \tag{17}$$

次に，$l+1\leqq\eta\leqq\zeta\leqq\lambda$ とした場合，l 次から $(\eta-1)$ 次までの水路の数が無限大で，η 次から $(\zeta-1)$ 次までの水路の数が，1および0以外の有限値で与えられ，ζ 次の水路の数が1なる水路網を考える。l 次，$(l+1)$ 次，…，$(\eta-1)$ 次，η 次，…，$(\zeta-1)$ 次，ζ 次の水路の数が，それぞれ，$n_l, n_{l+1}, \cdots, n_{\eta-1}, n'_\eta, \cdots, n'_{\zeta-1}$, 1，の位相的に異なる水路数の数 $N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_{\eta-1}, n'_\eta, \cdots, n_{\zeta-1}, 1)$ は，次式で与えられる注4。

$$N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_{\eta-1}, n'_\eta, \cdots, n'_{\zeta-1}, 1)=\left[\prod_{\omega=l}^{\eta-2}\binom{n_\omega-2}{n_\omega-2n_{\omega+1}}2^{n_\omega-2n_{\omega}+1}\right]A(n_{\eta-1}, n'_\eta)\times B(n'_\eta, n'_{\eta+1}, \cdots, n'_\zeta) \tag{18}$$

ただし，

$n'_\zeta=1$

$$A\ (n_{\eta-1},\ n'_{\eta})=\binom{n_{\eta-1}-2}{n_{\eta-1}-2\,n'_{\eta}}2^{n_{\eta-1}-2n'_{\eta}}$$

$$B\ (n'_{\eta},\ n'_{\eta+1},\ \cdots,\ n'_{\zeta})=\prod_{\omega=\eta}^{\zeta-1}\binom{n'_{\omega}-2}{n'_{\omega}-2\,n'_{\omega+1}}2^{n'_{\omega}-2n'_{\omega+1}}$$

また，$N\ (n_l,\ n_{l+1},\ \cdots,\ n_{\eta-1},\ \left(\frac{1}{4}\right)n_{\eta-1},\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\zeta-\eta+1}n_{\eta-1},\ \cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1})$ は，次式で与えられる。

$$N\ (n_l,\ n_{l+1},\cdots,\ n_{\eta-1},\ \left(\frac{1}{4}\right)n_{\eta-1},\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\zeta-\eta+1}n_{\eta-1},\ \cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta})=$$

$$\left[\prod_{\omega=l}^{\eta-2}\binom{n_{\omega}-2}{n_{\omega}-2\,n_{\omega+1}}2^{n_{\omega}-2n_{\omega+1}}\right]C\ (n_{\eta-1},\frac{1}{4}n_{\eta-1})D\ (\frac{1}{4}n_{\eta-1},\ \left(\frac{1}{4}\right)^{2}n_{\eta-1},\ \cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1}) \qquad (19)$$

ただし，

$$C\ (n_{\eta-1},\frac{1}{4}n_{\eta-1})=\binom{n_{\eta-1}-2}{\frac{1}{2}n_{\eta-1}}2^{\frac{1}{2}n_{\eta-1}}$$

$$D\ (\frac{1}{4}n_{\eta-1},\left(\frac{1}{4}\right)^{2}n_{\eta-1},\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1})=\left[\prod_{\omega=\eta}^{\lambda-1}\binom{\left(\frac{1}{4}\right)^{\omega-\eta+1}n_{\eta-1}-2}{\frac{1}{2}\left(\frac{1}{4}\right)^{\omega-\eta+1}n_{\eta-1}}2^{\frac{1}{2}\left(\frac{1}{4}\right)^{\omega-\eta+1}n_{\eta-1}}\right]$$

$$\times\frac{\binom{2\left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1}-1}{\left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1}}}{2\left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1}-1}$$

もし，$(\lambda-1)$ 次の水路の数が無限大のとき，$N\ (n_l,\ n_{l+1},\cdots,\ n_{\eta-1},\frac{1}{4}n_{\eta-1},\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\zeta-\eta+1}n_{\eta-1},\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1})$ が，$N\ (n_l,\ n_{l+1},\cdots,\ n_{\eta-1},\ n'_{\eta},\cdots,\ n'_{\zeta-1},\ 1)$ より大ならば，当然，(17) 式より，$N\ (n_l,\ \frac{1}{4}n_l,\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l}n_l,\ \cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l}n_l)$ は，$N\ (n_l,\ n_{l+1},\cdots,\ n_{\eta-1},\ n'_{\eta},\ \cdots,n'_{\zeta-1},\ 1)$ より大となる。

$N(n_l,\ n_{l+1},\cdots,n_{\eta-1},\frac{1}{4}n_{\eta-1},\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\zeta-\eta+1}n_{\eta-1},\ \cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1})$ と $N\ (n_l,\ n_{l+1},\ \cdots,\ n_{\eta-1},\ \cdots,\ n'_{\eta},\cdots,\ n'_{\zeta-1},\ 1)$ との大小を比較するには，下記の分数式が 1 より大であるか，否かを調べればよい。

$$\frac{N(n_l,\ n_{l+1},\cdots,\ n_{\eta-1},\ n'_{\eta},\cdots,\ n'_{\zeta-1},\ 1)}{N\ (n_l,\ n_{l+1},\ \cdots,\ n_{\eta-1},\frac{1}{4}n_{\eta-1},\cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\zeta-\eta+1}n_{\eta-1},\ \cdots,\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1})}$$

$$=\left[\frac{A(n_{\eta-1},\ n'_{\eta})}{C(n_{\eta-1},\frac{1}{4}n_{\eta-1})}\right]\left[\frac{B(n'_{\eta},\ n'_{\eta+1},\cdots,\ n'_{\zeta})}{D(\frac{1}{4}n_{\eta-1},\left(\frac{1}{4}\right)^{2}n_{\eta-1},\cdots,\left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1})}\right] \qquad (20)$$

(20) 式においつ，$n'_{\eta},\cdots,\ n'_{\zeta-1}$ の値は有限であり，かつ，ζ 次の水路が形成されるためには，$2^{\zeta-\eta}\leq n'_{\eta}$ でなければならないから，$(\zeta-\eta)$ も有限である。また $B(n'_{\eta},\ n'_{\eta+1},\cdots,\ n'_{\zeta})$ の中の$\binom{n'_{\omega}-2}{n'_{\omega}-2n'_{\omega+1}}\times 2^{n'_{\omega}-2n'_{\omega+1}}$ で表わされる各項は，ω のとる得るすべての値に対して，有限なる値を示す。したがって，$B(n'_{\eta},\ n'_{\eta+1},\cdots,\ n'_{\zeta})$は，有限な値の有限個$(\zeta-\eta+1)$の積である。一方，$(\lambda-\eta)$は，無限大の場合も，有限の場合もあり得る。また，$D(\frac{1}{4}n_{\eta-1},\ \left(\frac{1}{4}\right)^{2}n_{\eta-1},\cdots,\left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1}n_{\eta-1})$ の中の乗積の各項および

$\left(\begin{matrix} 2\left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1} n_{\eta-1}-1 \\ \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1} n_{\eta-1} \end{matrix}\right) \Big/ \left[2\left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1} n_{\eta-1}-1\right]$はともに無限大である。したがつて，$D(\frac{1}{4}n_{\eta-1}, \left(\frac{1}{4}\right)^2 n_{\eta-1}, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1} n_{\eta-1})$は，無限大の値の無限個もしくは有限個$(\lambda-\eta+1)$の積である。よつて，$B(n'_\eta, n_{\eta+1}, \cdots, n'_\zeta) / D(\frac{1}{4}n_{\eta-1}, \left(\frac{1}{4}\right)^2 n_{\eta-1}, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1} n_{\eta-1})$ は，有限な値に対する無限大の値の商となる。このような関係は，$l+1 \leqq \eta \leqq \zeta \leqq \lambda$ の範囲で，すべての η, ζ の値に対して成り立つ。このような条件で，(20) 式が1より大となるためには，少くとも，$A(n_{\eta-1}, n'_\eta)/C(n_{\eta-1}, \frac{1}{4} n_{\eta-1})$ が無限大とならなければならない。(18)，(19) 式より，

$$\frac{A(n_{\eta-1}, n'_\eta)}{C(n_{\eta-1}, \frac{1}{4}n_{\eta-1})} = \frac{(\frac{1}{2}n_{\eta-})_1 ! \left(\frac{1}{2}n_{\eta-1}-2\right) ! \; 2^{\frac{1}{2}n_{\eta-1}-2n'_\eta}}{(n_{\eta-1}-2n'_\eta)! \; (2n'_\eta-2)!} = \prod_{i=1}^{\frac{1}{2}n_{\eta-1}-2n'_\eta} \left(\frac{n_{\eta-1}-2i-2}{n_{\eta-1}-2n'_\eta-i+1}\right) \quad (21)$$

となる，(21) 式において，$i \leqq 2n'_\eta - 3$ なる範囲では，$(n_{\eta-1}-2i-2) \geqq (n_{\eta-1}-2n'_\eta-i+1)$ であり，かつ，$n_{\eta-1}$ は無限大である故，$(n_{\eta-1}-2i-2)/(n_{\eta-1}-2n'_\eta-i+1)$ は1である。一方，$i > 2n'_\eta - 3$ の範囲では，$(n_{\eta-1}-2i-2) < (n_{\eta-1}-2n'_\eta-i+1)$ となる。したがって，i が無限大の場合，$(n_{\eta-1}-2i-2)/(n_{\eta-1}-2n'_\eta-i+1)$ は1より小となる。結局のところ，$A(n_{\eta-1}, n'_\eta)/C(n_{\eta-1}, \frac{1}{4}n_{\eta-1})$ は，1の有限個の積と，1より小さな値の無限個の積よりなり，その値は0に収束する。

このような関係は，$l+1 \leqq \eta \leqq \zeta \leqq \lambda$ の範囲で，すべての η の値に対して成り立つ。よつて，上記の範囲でのすべての η, ζ の値に対し，(22)式が成立する。

$$N(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l} n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l} n_l) \geqq N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_{\eta-1}, \frac{1}{4}n_{\eta-1}, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-\eta+1} n_{\eta-1})$$
$$> N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n'_\eta, \cdots, n'_{\zeta-1}, 1) \quad (22)$$

つまり，n_l が無限大の場合，$N(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l} n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l} n_l)$ より大きいか，または等しい $N(n_l, n_{l+1}, \cdots, n'_\eta, \cdots, n'_{\zeta-1}, 1)$ は存在しないということである。この結果と，(16) 式とを合わせれば，n_l が無限大の場合，$n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda$ の取り得るすべての値に対する $S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ の中で，最も大きい集合は，$S(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l} n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l} n_l)$ であるとの結論が得られる。

ここで，$S_{max}(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ を，$S(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda)$ のうちで，最も大きな集合と定義すれば，上記の関係は，(23) 式で表わすことが出来る。

$$S_{max}(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta, \cdots, n_\lambda) = S(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l} n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l} n_l) \quad (23)$$

また，(12) 式より，次式を導くことが出来る。

$$S(n_l) \supset S(n_l, \frac{1}{4}n_l) \supset \cdots \supset S(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l} n_l) \supset \cdots \supset S(n_l, \frac{1}{4}n_l, \cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\eta-l} n_l,$$
$$\cdots, \left(\frac{1}{4}\right)^{\lambda-l} n_l) \quad (24)$$

(23) 式と (24) 式より次式を得る。

$$S(n_l) \supset S_{max}(n_l, n_{l+1}) \supset \cdots \supset S_{max}(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta) \supset \cdots \supset S_{max}(n_l, n_{l+1}, \cdots, n_\eta,$$
$$\cdots, n_\lambda) \quad (25)$$

(23) 式および (25) 式は，マグニチュードが無限大の位相的にランダムな水路網に関する集合論的特性を表現する，最も重要な式と言えよう。すなわち，(23) 式は，単位流域の数を無限大とした場合，位相的にランダムな水路網では，1次違いの水路数の比がすべて4で与えられる水路網が，最も確からしい水路網であるということを示している。

(25) 式は，ある次数までの水路数で与えられる位相的に異なる水路網の中での最大集合は，それより1次低次な次数までの水路数で与えられる最大集合の中に，必ず存在し，かつ，このような関係が次々と成立することを意味する。

これら，(23) (25) 式で表わされる関係が成立するためには，水路網が，少くとも上に無限であるということが必要である。また，単位流域内には，その次数より低次な水路を次々と考えることが出来るが，そのような水路の間にも，下に無限の範囲で，(23) (25) 式が成立することは，単位流域の定義から，明らかである。

III　パラメーター ${}_{m}\mathcal{E}_{\epsilon}$ について

(23) (25) 式の関係は，次数が上下に無限か，もしくは，上に無限の水路網では成立するが，上下に無限か，または，上に無限の水路網内の，最高次数と最低次数との差が有限な部分水路網や，上下に無限の水路網内の，下に無限で，上に有限な水路網では成立しない。このような水路網の分岐の状態を表現するのに，分岐比というパラメーターを用いるのは，不適当であり註5，むしろ，合流する水路間の次数差と側方より合流する水路の関係を表現するパラメーター ${}_{m}\mathcal{E}_{\epsilon}$ を用いるべきである。このことは，位相的にランダムな無限大の水路網での，1次違いの水路数の比の平均値や，${}_{m}\mathcal{E}_{\epsilon}$ の平均値に関する，筆者の考察から，明らかである (徳永，1974)。

本章では，位相的にランダムな無限大の水路網での ${}_{m}\mathcal{E}_{\epsilon}$ の平均値と，第II章で述べた最も確からしい水路網での ${}_{m}\mathcal{E}_{k}$ の平均値とが一致するか否かを調べる。

$n_{e\cdot\eta-1}$ を，η次の水路に直接側方より流入する$(\eta-1)$ 次の水路の総数とすると，前章で述べた $N(n_{\eta-1}, n_\eta)$ に関し，次式が導かれる。

$$N(n_{-1}, n_\eta)=\sum_{n_{e\cdot\eta-1}=0}^{n_{\eta-1}-2n_\eta}\left[\binom{n_\eta+n_{e\cdot\eta-1}-1}{n_{e\cdot\eta-1}}2^{n_{e\cdot\eta-1}}\binom{n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-n_\eta-2}{n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-2n_\eta}2^{n_{\eta-1}-2n_\eta-n_{e\cdot\eta-1}}\right]$$
$$\times\frac{\binom{2n_\eta-1}{n_\eta}}{2n_\eta-1} \tag{26}$$

(26)式における $\binom{n_\eta+n_{e\cdot\eta-1}-1}{n_{e\cdot\eta-1}}2^{n_{e\cdot\eta-1}}$ は，n_η 個の η 次の水路に，側方より流入する $n_{e\cdot\eta-1}$ 個の $(\eta-1)$ 次の水路を分配する仕方の数であり，$\binom{n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-n_\eta-2}{n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-2n_\eta}2^{n_{\eta-1}-2n_\eta-n_{e\cdot\eta-1}}$ は，$(\eta+1)$ 次以上の水路を構成する $(n_\eta-1)$ 個のリンクに，$(\eta-1)$ 次の水路を，$(n_{\eta-1}-2n_\eta-n_{e\cdot\eta-1})$ 個分配する仕方の数であり，最後の$\binom{2n_\eta-1}{n_\eta}/(2n_\eta-1)$ は，源点 (Source) の数を n_η とした場合の，位相的に異なる水路網の数である。

和で表わされた (26) 式のそれぞれの項のうちで，どの項が極値をとるかを調べてみよう。$n_{\eta-1}$ の値が変わらないとして，η 次の水路に分配する $(\eta-1)$ 次の水路の数を多少減らし，その分だけ，$(\eta+1)$ 次以上の水路を構成するリンクに分配する $(\eta-1)$ 次の水路の数を増加させても，その出現する水路網の数が変らない条件を求める。すなわち，

$$\frac{\binom{n_\eta+n_{e\cdot\eta-1}-1}{n_{e\cdot\eta-1}}2^{n_{e\cdot\eta-1}}\binom{n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-n_\eta-2}{n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-2n_\eta}2^{n_{\eta-1}-2n_{e\cdot\eta-1}-2n_\eta}}{\binom{n_\eta+n_{e\cdot\eta-1}-2}{n_{e\cdot\eta-1}-1}2^{n_{e\cdot\eta-1}-1}\binom{n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-n_\eta-1}{n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-2n_\eta+1}2^{n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-2n_\eta+1}}=1 \tag{27}$$

を満たす $n_{e\cdot\eta-1}$ の値を求めればよい，(27) 式を簡略化すれば，次式を得る。

$$\frac{(n_{\eta}+n_{e\cdot\eta-1}-1)\ (n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-2n_{\eta}+1)}{n_{e\cdot\eta-1}\ (n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-n_{\eta}-1)}=1 \tag{28}$$

前章で，出現する可能性の最も大きい水路網では，$n_{\eta}=n_{\eta-1}/4$ であることが証明されている。すなわち，$n_{\eta-1}$ が無限大の場合，n_{η} も無限大となる。したがつて，このような場合，(28) 式のカッコ内の定数項は省略してもよい。(28) 式の定数項を省略したものに，$n_{\eta}=n_{\eta-1}/4$ を代入して，その式を解けば，

$$n_{e\cdot\eta-1}=\frac{n_{\eta-1}}{4} \tag{28}$$

を得る。η 次の水路1本に側方より流入する $(\eta-1)$ 次の水路の数の平均値を ${}_{\eta}\overline{\mathcal{E}}_{\eta-1}$ とすれば，${}_{\eta}\overline{\mathcal{E}}_{\eta-1}=n_{e\cdot\eta-1}/n_{\eta}$ である故に，${}_{\eta}\overline{\mathcal{E}}_{\eta-1}=1$ となる。$n_{\eta-1}$ が無限大の場合，このような関係は，η のとる得る値のすべての範囲で成立するから，

$${}_{\lambda}\overline{\mathcal{E}}_{\lambda-1}={}_{\lambda-1}\overline{\mathcal{E}}_{\lambda-2}=\cdots\cdots={}_{\eta}\overline{\mathcal{E}}_{\eta-1}=\cdots\cdots={}_{l+1}\overline{\mathcal{E}}_{l}=1 \tag{29}$$

なる関係式を得る。

η 次の水路に，直接側方より流入する $(\eta-1)$ 次の水路の総数が $n_{\eta-1}/4$ である故，$(\eta+1)$ 次の水路を構成する $(n_{\eta}-1)$ 個のリンクに直接流入する $(\eta-1)$ 次の水路の総数 $(n_{\eta-1}-n_{e\cdot\eta-1}-2n_{\eta})$ も $n_{\eta-1}/4$ となる。したがつて，$n_{\eta-1}$ が無限大の場合，一つのリンクに流入するものの平均値は1となる。したがつて，$(\eta-1)$ 次の水路が流入する前は，一本のリンクによつて構成されていた η 次の水路は，$(\eta-1)$ 次の水路が側方より平均一本流入することにより二分される。二分されたそれぞれのリンクに，$(\eta-2)$ 次の水路が平均一本流入することにより，η 次の水路は四分される。このようなことが次々と繰り返えされる。

よつて，$l\leqq\kappa<m\leqq\lambda$ とすれば，マグニチュードが無限大の位相的にランダムな水路網群の中の，最も確からしい水路網の ${}_{m}\overline{\mathcal{E}}_{\kappa}$ に対し，次式が導かれる。

$${}_{m}\overline{\mathcal{E}}_{\kappa}=2^{m-\kappa-1} \tag{31}$$

この式は，$(m-\kappa)$ の値が0より大であれば，m, κ の値が上記の範囲にある場合，$(m-\kappa)$ のすべての整数値に対して，成立する。また，単位流域の定義にしたがつて，その中に l 次よりも低次な流域を考えた場合，$\kappa<l$ としても，(31) 式は成立する。すなわち，(31) 式は，最も確からしい水路網が，下に無限な場合にも有効であり，かつ，位相的にランダムな無限大の水路網での ${}_{m}\mathcal{E}_{\kappa}$ の平均値に関する式と一致する。

IV. ${}_{m}\mathcal{E}_{\kappa}$ より導かれる流域パラメーターについて

以前に筆者は，流域は最終的には無限小の流域に分割できるという仮定の下では，水路網のある母集団での ${}_{m}\mathcal{E}_{\kappa}$ の平均値より，流域面積比，流長比等が導かれることを証明した（徳永，1975）。

また，これまでの考察により，位相的にランダムな無限大の水路網での ${}_{m}\mathcal{E}_{\kappa}$ の平均値と，マグニチュードが無限大での位相的にランダムな水路網の集合の中で，最も確からしい水路網での ${}_{m}\mathcal{E}_{\kappa}$ の平均値とは，完全に一致するということが証明されている。したがつて，かつて，筆者が提案した「理想流域」（徳永，1975）とは，その流域の ${}_{m}\mathcal{E}_{\kappa}$ の値が，上記の最も確からしい水路網での ${}_{m}\mathcal{E}_{\kappa}$ の平均値によつて与えられる流域と言つてよい。

よつて，「理想流域」における，流域面積の法則，流域間末端面数の法則，流域間末端面の面積法則，水路長の法則等（徳永，1975）を，そのままの形で，下に無限の最も確からしい水確網によつて構成される流域に適用することが出来る。すなわち，このような流域の流域面積比は4，流長比は2である。

V. マグニチュードが有限な水路網

マグニチュードが有限な値でもつて，与えられている水路網は，大きく分けて，二種類の水路網に分類

される。一つは，マグニチュードが無限大の水路網に含まれるマグニチュードが有限な部分水路網であり，他の一つは，当初よりマグニチュードが有限な値でもつて与えられている水路網である。前者の最も確からしい水路網に関しては，すでに第Ⅲ章で述べられているので，本章では，当初よりマグニチュードが有限な値で与えられている水路網に関してのみ論じる。

位相的にランダムな有限の水路網の集合において，最も確からしい水路網の各次の水路の数を得る方法は，すでに，SHREVE によつて完成され，コンピューターによる計算のためのフローチャートも発表されている (SHREVE, 1966)。しかし，この方法をマグニチュードが大きい水路網に適用するには，取扱う数値が極めて大きくなるため（マグニチュードが1000程度で，10^{596} という数値を取扱わねばならない），プログラムを作成する際，いくつかの難点を解決しなければならない。SHREVE も，マグニチュードが100までと，極めて小さいものについてのみ，数値計算を行つている (SHREVE, 1966)。この点，以下のような方法によれば，マグニチュードが相当大きい水路網に関しても，最も確からしい水路網を，比較的簡単に見つけ出すことが出来る。まず，(8) 式より次式を導く。

$$n_\lambda=\frac{(n_{\lambda-1}+1)\ (n_{\lambda-1}+2)}{2(2n_{\lambda-1}+1)} \tag{32}$$

(32) 式の $n_{\lambda-1}$ へ，与えられた水路網のマグニチュードを代入し，n_λ の値を計算する。$S_{l+1\cdot max}$ (n_l, n_{l+1}) の n_{l+1} の値は，このようにして得られた n_λ の値の近傍の整数値の一つである。これらの近傍の整数値を，(4) 式において，$(\lambda-1)=l$ としたものの n_{l+1} へ，マグニチュードを n_l 代入して，$N(n_l,\ n_{l+1})$ の値を計算し，その値を最大とする整数値を，$S_{l+1\cdot max}$ (n_l, n_{l+1}) の値とする。この n_{l+1} の値を (32) 式の $n_{\lambda-1}$ へ代入し，同様な手順を繰り返せば，$S_{l+1\cdot max}$ (n_l, n_{l+1}) の中の $S_{l+2\cdot max}$ (n_l, n_{l+1}, n_{l+2}) の n_{l+2} の値を得ることが出来る。

このような過程を繰り返すことにより，最大集合の中の最大集合，その中の最大集合，‥‥，の水路の次数と水路数を，次々と得ることが出来る。

ここで，また，マグニチュードが無限大の位相的にランダムな水路網の場合と同様に，最も確からしい水路網が，常に最大集合の中に存在するか否かという問題が生じる。しかも，第Ⅱ章での証明の過程で用いた分数式における定数項の省略等，いくつかの演算の手法は，n_l が有限な場合には，適用することが出来ない。しかし，n_l が有限な場合，最も確からしい水路網を見つけ出すという問題は，数値計算上の手法の問題に帰結させてもよい。すなわち，最も確からしい水路網の各次の水路の数を演繹的に得る方法を見つけることは，必ずしも必要ではない。

n_l および，最大集合の中の最大集合，‥‥，その最大集合の n_{l+1},‥‥, n_η,‥‥, $n_{\Omega-1}$ のそれぞれの値の近傍の整数値を（2）式に代入して，$N(n_l,\ n_{l+1},\cdots,\ n_\eta,\cdots,\ n_{\Omega-1},\ 1)$ の数値計算を行い，その値を最大にするそれらの整数値をそれぞれ，S_{max} (n_l, n_{l+1},‥‥, n_η,‥‥, $n_{\Omega-1}$, 1) の n_{l+1},‥‥, n_η,‥‥, $n_{\Omega-1}$ の値とすればよい。

第1表は，与えられた $n_{\lambda-1}$ の値に対し，$N(n_{\lambda-1},\ n_\lambda)$ が最大値をとるときの n_λ の値，および最大値を g_{max} として示したものである。

第1図は，与えられた $n_{\lambda-1}$ の値に対し，n_λ の値を変化させて，$N(n_{\lambda-1},\ n_\lambda)$ を計算し，その値を g とし，g/g_{max} を縦軸に，$n_\lambda/n_{\lambda-1}$ を横軸にとつてプロットした点をつらねたものである。勿論，この図では，$n_{\lambda-1}$ の値が小さい場合には，曲線には意味はなく，点のみに意味がある。

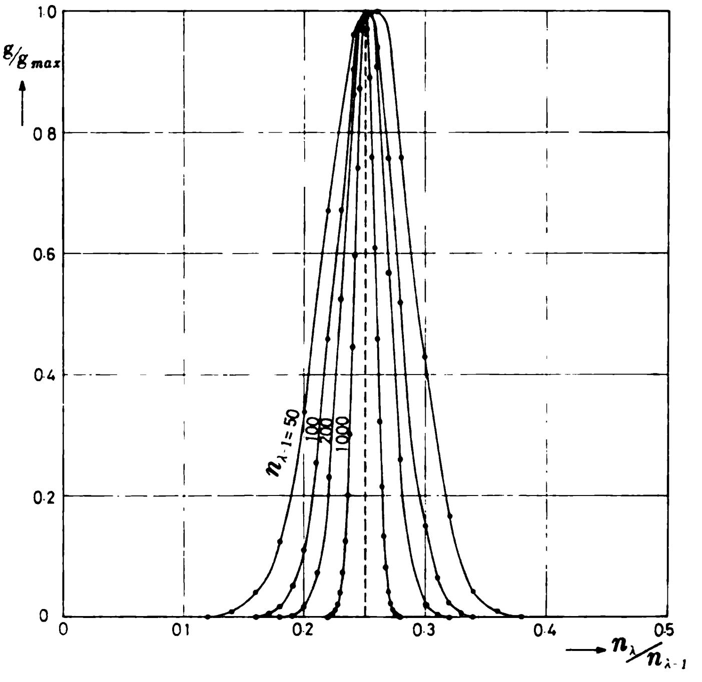
グラフは，マグニチュードが増大するにつれ，分布が対称形に近ずき，かつ，$n_\lambda/n_{\lambda-1}=1/4$ の垂直線の周辺に集中する傾向があることを示している。n_λ が 1000 の場合，$n_\lambda/n_{\lambda-1}$ が0.22以下および0.28以上では，g/g_{max} の値は，0に極めて近くなる。$(\lambda-1)=l$ とすれば，$n_\lambda/n_{\lambda-1}$ は，l 次，$(l+1)$ 次間の分岐比の逆数である。このことは，水路網がランダムに形成されるとすれば，l 次，$(l+1)$ 次間の分岐比が4.5以

第1表　与えられた $n_{\lambda-1}$ に対する $N(n_{\lambda-1}, n_\lambda)$ の最大値 g_{max} と n_λ の値

$n_{\lambda-1}$	n_λ	g_{max}
50	13	1.13×10^{26}
100	25	3.63×10^{55}
200	50	1.41×10^{115}
1000	200	2.61×10^{594}

上もしくは3.1以下で，マグニチュードが1000以上の水路網が出現する可能性は，極めて小さいことを意味している。

第1図で，$n_{\lambda-1}$ の値をさらに大きくすれば，殆んどのものが，$n_\lambda/n_{\lambda-1}=1/4$ の垂直線より，ほんのわずかしかはなれていない範囲に分布するようになり，$n_{\lambda-1}$ の値を無限大にすれば，その範囲が無限小となることは，1次違いの分岐比の標準偏差が，マグニチュードの増大とともに減少し，その値が無限大では0になるという，WERNER (1972) の証明からも明らかである。



第1図　$N(n_{\lambda-1}, n_\lambda)$ の分布特性

第2表は，与えられた n_l に対する S_{max} $(n_l, n_{l+1},\cdots, n_\eta,\cdots, n_{\Omega-1}, 1)$ の $n_l, n_{l+1},\cdots, n_\eta,\cdots, n_{\Omega-1}$ の値によつて与えられる $N(n_l, n_{l+1},\cdots, n_\eta,\cdots, n_{\Omega-1}, 1)$ の値を g'_{max} とし，与えられた n_l に対する $N(n_l)$ の値を M として，g'_{max}, M, g'_{max}/M, lng'_{max}/lnM の値を計算したものである。g'_{max}/M の値は，マグニチュードが増大するにつれて小さくなるが，$ln\ g'_{max}/ln\ M$ の値は，マグニチュードが増大するにつれて，限りなく1に近ずく。このことは，マグニチュードが大きい水路網の，エントロピーの計算にあたつては，位相的に異なる可能なパターンの総数を用いても，最も確からしい水路網の数を用いても，実際上，その差が生じないことを示している。

以上でもつて，1次違いの水路数の比が，大数の法則に従うということが示されたと云えよう。

第2表　与えられた n_{l-1} に対する最も確からしい水路網の分布特性

n_l	n_{l+1}	n_{l+2}	n_{l+3}	n_{l+4}	n_{l+5}	M	g'_{max}	g'_{max}/M	$\ln g'_{max}/\ln M$
50	12	3	1			5.10×10^{26}	4.93×10^{25}	9.67×10^{-2}	0.962
100	25	6	2	1		2.28×10^{56}	6.33×10^{54}	2.78×10^{-2}	0.972
200	50	12	3	1		1.29×10^{116}	1.41×10^{114}	1.09×10^{-3}	0.983
1000	250	63	16	4	1	5.12×10^{596}	1.65×10^{593}	3.22×10^{-4}	0.994

VI．結論および討論

位相的にランダムな水路網に関し，主として，集合論の立場より考察を行つたが，マグニチュードが無限大の，このような水路網の集合の，基本的特性を表現する式として，(23) および (25)式が得られた。さらに，上記の集合の中の，最も確からしい水路網の $_m\overline{\mathscr{E}}_t$ なるパラメーターに関しては，(31) 式が導かれた。

また，第1図，第1表，第2表は，マグニチュードが有限の位相的にランダムな水路網の統計学的特性をよく表現している。

第1図からは，今後の研究のためのいくつかの問題点を指摘することが出来る。もし，現実の水路網が完全にランダムに形成されるとすれば，マグニチュードが1000程度で，l 次，$(l+1)$ 次間の水路数の比が4.5以上の水路網が出現する可能性は，きわめて小さくなるはずである。にもかかわらず，我々は，マグニチュードが1000以上で，1，2次間の水路数の比が4.5以上の現実の水路網を，比較的たやすく見つけ出すことが出来る（徳永，1966；遠藤，鶴田，1962)。

このことは，WERNER や筆者が指摘したように，現実の水路網には，水路網の位相的特性を支配する力が作用していることを物語るものである（WERNER, 1972；徳永，1975)。したがつて，現実の水路網の発達過程に関する理論的考察を深めるためには，エントロピーの概念に加えて，自由エネルギー等の熱力学示量関数を，地形学に導入することが必要であろう。

さらに第1図は，位相的にランダムな水路網では，低次な水路ほど，その数が多いため，1次違いの水路数の比は集中度がよく，高次なものほど，その分散が大きくなることを示している。

第Ⅲ章では，HORTON-STRAHLER の定義による分岐比を有限なる次数の流域に適用するのは不適当であるということを指摘したが，加えて，上記の事実は，片対数紙上にプロットされた点に直線をあてはめ，その勾配より分岐比を求めるという方法が，プロットされた点間の統計的意味の相違を考慮しないという点でも，不適当であるということを証明している。

謝　辞

本研究を進めるにあたり，御助言をいただいた，北海道大学理学部の藤木忠美助教授，同大学低温科学研究所の福田正己氏，ならびに，東京都立大学地理学教室地表研究室の皆様に感謝します。また，図の作成にあたつて御協力をいただいた当教室の米沢六盛主事に謝意を表します。研究費の一部として昭和50年度文部省科研費（課題番号058069）を使用した。

注　釈

1) SHREVE の場合，位相的にランダムな無限大の水路網を単数型で定義し，無限の拡がりを持つた水路網で，中に含む部分水路網がすべて位相的にランダムなものとしている (SHREVE, 1969)。筆者は，この用語を，マグニチュードが無限大の位相的に異なるすべての水路網を指すものとして用いている（徳

永，1974)。双方とも，無限の大きさを持った，位相的にランダムな集合であり，集合論的には，同じ内容を持つものとして扱える。

2) 筆者は，これまで，しばしば，本論の $_{m}\overline{\mathcal{E}}_{x}$ に相当する量を，単に $_{m}\mathcal{E}_{x}$ という記号を用いて表わして来た（徳永，1966；1974；1975)。

3) 単に，単位流域の次数を，マイナス無限大としてもよい。

4) n'_{η} 等のダッシュは，これらの値が有限であるという意味で，無限なものと区別するためにふった。

5) HORTON-STRAHLER の定義による分岐比は不適当であるが，筆者の定義による Q という分岐比は有効である（徳永，1966；1974)。

引用文献

遠藤泰造・鶴田武雄 (1962)：北海道の水源地帯における流路の構成について．林試北海道支場年報，**11**，119-126.

徳永英二 (1966)：豊平川の排水網構成と Horton の第1法則の検討．北大地物研究報告，**15**，1-19.

——(1974)：組合せ理論による水路数の法則の考察．地理評，**47**，696-708.

——(1975)：流域の構成に関する法則の考察．地理評，**48**，351-364.

LEOPOLD, L. B. and LANGBEIN, W. B. (1962) : The concept of entropy in landscape evolution, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 500 A, 1-20.

SCHENK, H. (1963) : Simulation of the evolution of drainage networks with digital computer. *Jour. Geophs. Res.*, **68**, 5739-5745.

SHREVE, R. L. (1966) : Statistical law of stream numbers. *Jour. Geol.*, **74**, 17-37.

——(1969) : Stream lengths and basin areas in topologically random networks. *Jour. Geol.*, **77**, 397-414.

WERNER, C. (1972) : Two models for HORTON's law of stream numbers. *Can. Geogr.*, **9**, 50-68.

付　記

第II章～第IV章にかけては，マグニチュードが無限大の位相的にランダムな水路網とそれによつて構成される流域を取り上げて，水路数の法則を中心に考察を行つた。これは一種の理想状態を想定しての研究である。

このように理想化されたモデルを設定して，基礎理論を構築するという研究方法は，物理学の分野では，頻繁に用いられている(完全気体，アインシュタイン固体)。対象が流域であれ，分子や原子を単位とする物体であれ，その統計熱力学的研究を進めるに当つては，理想化されたモデルなくして，一般法則を見付け出すことは，甚だ困難である。本論および本論中に引用した筆者らのこれまでの研究によつて，理想化された流域での，内在的法則，各種流域パラメーターの相互関係について，ある程度言及することが出来たと思う。

次に，このようなモデルが現実的意味を持つためには，最低限以下の二点が明らかにされることが必要である。

1) 現実よりある側面を抽象し，ある側面を捨象してモデルを作成した際，それによつて，モデルと現実に存在するものの間で，変数間の相互関係を表す法則や固有値にどの程度のずれが生じるか。

2) モデルが，それを構成する単位となるものの数が極めて大きいという前提で作られているならば，その数と現実に存在するものの単位となるものの数との差によつて，両者の間で，パラメーターに関する分布特性にどの程度のずれが生じるか。

1）に関しては，流域の場合，現在迄のところ，殆んどなされていないと言えよう。今後研究を進めるに当つては，考慮すべき要素が多く，しかも，その相互関係が複雑であるため，相当の困難が予測され

る。2）に関しては，分子や原子を単位とする物体を取扱う際は，極めて小さな空間に，莫大な数の分子，原子が包含される故，モデルと実在物体との間での，単位となるものの数の違いによる，パラメーターの分布型の相違は，無視出来る。しかし，流域の場合，研究対象として取り上げられる現実の流域は，マグニチュード5000以下のものが多い故，パラメーターの分布に関し，モデルとの間で，差が生じる。第V章は，その点をある程度明らかにすることを目的として書かれたものである。

以上のことからも明らかなように，流域の場合，モデルと現実との距離は，分子，原子を単位とする物体に比較して，相当に長く，また，その径路も複雑である。このような意味からも，流域に関する統計熱力学的研究は，ようやく端緒についたばかりであると言えよう。

(1976年9月22日受理)

地学雑誌 86, 1 (1977)

日本列島の構造発達史とプレートテクトニクス説

木　村　敏　雄*

Structural Developments of Japan and Plate-Tectonics

Toshio KIMURA*

Abstract

Many hypothesis have been suggested in Japan, related to the plate-tectonic theory; (1) "the high pressure metamorphic belts of the Sangun and the Sambagawa were produced within the subduction zones of oceanic plates", (2) "the so-called ophiolites in the Sangun and the Mikabu zone are of the ancient oceanic crusts", (3) "the Shimanto terrain was ancient trench area", (4) "Hokkaido, which has its backbone range with a high pressure metamorphic belt on the continental side and a high temperature metamorphic belt on the oceanic side at present, has been rotated in a 180-degree", and others. These hypothesis are not well fitted to the geology of Japan. In Honshu, there are no great fault which suggests the ancient boundary between the oceanic and continental plates, and no strata which have the characters of an ancient oceanic crust itself or of those made in the subduction zone of an oceanic plate.

However, geological developments of Japan, in the Sambosan, the Shimanto and later stages, can well be explained by the movemnents of ancient oceanic plates, their positions and the changes of the positions, although many earth movements were produced by up-and-down movements probably related to granite intrusions.

I. まえがき

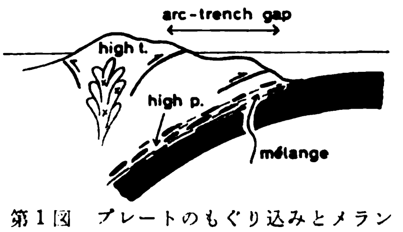
プレートテクトニクス説をもとにした地質構造発達史の憶説が多数生まれている。それについてはすでにいくつかの著書，報文（上田，杉村，1973；松田，1971など）に紹介されているので，ここではその紹介はしない。その多数の憶説の中で世界的に有名になつたものは，それが日本における地質学的事実と調和するかどうかを確かめもせずに，その地質学的事実を無視して無理にそれを日本列島の構造発達史にあてはめようとする試みがなされている。プレートテクトニクス説に反対する人達は，プレートテクトニクス説をもとにして作られた憶説が日本の地質学的事実に合わないとき，短絡してプレートテクトニクス説そのものがまちがつていると称する。しかし実際にはプレートテクトニクス説の基本は正しいと思われる。地球物理学的，海洋地質学的事実の膨大な集積は，もはやプレートテクトニクス説の基本を疑い得ない段階に至らしめている。ただそれは現在の地学的事象，または現在に近い過去の地質現象の記録を解釈する上で疑い得ないのであつて，古い過去の地質学記録をじゆう分に解釈し得るには至つていない。中生代，古生代といつた古い地質時代の構造発達史を明かにするためには，現在の事象をもとにして作られたプレートテクトニクス説を発展させて，それとは別に憶説をたてる必要がある。現在は地表では変成作用はほとんどおこつていない。したがつて現在地表にあらわれている変成岩が，どのような場処で，どのような変

* 東京大学理学部地質学教室　　Geological Institute, University of Tokyo.

成作用によつて生じたかは推論によつてのみ推定し得る。まして変成帯といつた構造発達史に深くかかわりあつたものの形成についての推論は複雑な過程を経た上でのみ行ない得る。このような論によつて得られた説は，プレートテクトニクス説にもとずいていると如何に宣伝しようとも，それはプレートテクトニクス説そのものではない。日本列島の形成についてのそのような憶説の中で，世界的に多くの人にかつさいを受けていて，しかもなお実際には地質学的事実に合はないものがある。そのことがプレートテクトニクス説に対して，地質学的事実をよく知つている日本の地質学者にとまどいを起させているように見える。事実に無知な人々はともかくとして。

II. ペアーの変成帯 (paired metamorphic belt) の問題

プレートテクトニクス説では，世界はいくつかのプレートに分かれ，プレートどうしがあるときは押し合い，あるときは離れていき，またあるときは横にお互にすべり動くという。日本列島周辺では大洋地殻からなる大洋プレートが大陸地殻からなる列島の下にもぐり込んでいるという。そのような大洋プレートのもぐり込みがあるとき，列島においては地表では火山活動，地下では花こう岩などの火成活動がおこる。そして地下は高温状態となる。一方列島の大洋側の海溝付近で，大洋プレートがもぐり込んで地下深くに引きずり込まれたところでは，大洋地殻を作つていた玄武岩質火山岩類その他の火成岩類，大洋堆積物は大変に高い静水圧下にさらされる。前者が高温型変成帯，後者が高圧型変成帯の場となる (TAKEUCHI and UYEDA, 1965)。これは都城 (1961) のペアーをなす変成帯の配列によく似ている。それで過去にできたペアーの変成帯も，上に述べたような大洋プレートのもぐり込みに関連して生じたと考える説を生じた。しかし日本の場合では，高温型飛驒帯と高圧型三郡帯との関係，高温型領家帯と高圧型三波川帯との関係が示すように，過去の変成帯においては二つの異なる型の変成帯がお互にきわめて近接している。島弧の中で火山活動が現在おこつているところと，海溝との間に相当大きい間隔 (arc-trench gap, DICKINSON, 1971) がある。すなわち現在では地下で高温，高圧変成帯がおこつていると推定されるところは中間に大きな幅の間隔をもつている。過去の変成帯の場合はこれと大きく違つている。したがつて過去のペアー変成帯では，ある場合には断層運動によつて "arc-trench gap" は消失したと考えられた。



第1図　プレートのもぐり込みとメランジェ．変成作用。

このようにして日本の高温型変成帯の飛驒帯および領家帯は島弧で，高圧型の三郡，三波川帯は海溝に近いところで形成されたとする考えを生ずるに至つた。ペアーをなす変成帯は都城の研究によつて，日本は世界の模式地ともいわれるところとなつている。したがつて高圧型変成帯は海溝区で生じたとする説が世界の多くの人々の信ずるところになつているように見える。

飛驒帯の変成作用がより古い時代のものを除き，二畳紀後期，ジュラ紀前期にもおこつたことは今や明瞭となつている (SHIBATA et al, 1970)。三郡変成帯において，三畳紀中期に変成条件から離脱したところがあることも小林貞一 (1951) の研究以来はつきりしている。一方領家変成作用，三波川変成作用が白亜紀におこつたこともよくわかつている。すでにほかの機会に (KIMURA, 1974) 述べたのでここでは詳しく述べないが，飛驒，三郡変成作用がおこつた時期に，三郡変成帯区域の多くの場所が陸棚相または，それよりも岸に近い三角州相の堆積区であつたことがよくわかつている。また領家，三波川変成作用がおこつたときに，領家帯の諸岩石が三波川帯を越えて，それよりも大洋側の秩父帯にまではこばれて，下部白亜系物部川層群の礫岩に大礫として混入している。これらの変成作用がおこつたとき，三郡，三波川の高圧変成帯区は陸地に近い陸棚区であつたのであつて，海溝を作つていたものでないことは明瞭である。

III. 三郡，三波川帯の“オフィオライト”

オフィオライトは超塩基性岩，はんれい岩，枕状溶岩，遠洋性堆積物（遠洋性チャート，石灰岩など）がある一つの区域内に存在するとき，これらの岩体のコンビネーションに対してつけられた名である。このコンビネーションのでき方にはいろいろのものがあるようである（木村，1973）。詳しくはここでは述べないが，そのでき方の1つに大洋の中央海嶺で大洋地殻が形成された場合がある。大洋地殻は下から上に超塩基性岩，はんれい岩，枕状溶岩が積み重っていると推定される。大洋底ではこの上に遠洋性堆積物が堆積する。このようにして全層厚10km にもおよぶオフィオライトコンビネーションが整然と重つた巨大なマスができている。

大洋地殻はオフィオライトコンビネーションのでき方の1つに過ぎないと思われる。しかし近年，オフィオライトコンビネーションを持つものはすべて過去の大洋地殻を示すものと考える人が多くなつてきた。そのスケールの上からみて，堆積相や火成岩体の産状からみて，大洋地殻性とは到底考えられないオフィオライトコンビネーションまでもが，かつての大洋地殻であり，かつての大洋プレートの存在を示すものと推論する人があらわれてきた。

日本の三郡帯およびその周辺には，超塩基性岩，はんれい岩，枕状溶岩，チャートが分布する区域がある。枕状溶岩は厚さ10～20m といったスケールの大変に小さいもので，二畳紀前，中期のものである。枕状溶岩はふつうかんらん岩の上に直接のつていなくて，砕せつ岩をおおつている。二畳紀後期層としてはこの区域には時に砕せつ岩層がある。チャートのあるものは三畳系である。超塩基性岩などはこれら二畳一三畳紀層の中に“貫入”している。オフィオライトコンビネーションがここに存在するといつても，大洋地殻性のものであつたとは到底思えない産状を示している。三波川帯の南縁のみかぶ帯のオフィオライトは浅海区における海底火山帯でできたようである（木村，1973）。枕状溶岩は大変に薄く，凝灰岩が大変に多いこと，凝灰岩層に火山豆石や比較的大きいスケールの斜交層理が発達すること，その他現在太平洋底にある大洋地殻とは大変に異なる性質をもつようである。

三郡，三波川帯の“オフィオライト”が太平洋のような大きな大洋の地殻を作つていたものかどうかは，日本の構造発達史を考える上できわめて重要な問題である。しかし日本の石炭紀，二畳紀の堆積相や地史を考えると，これらの変成帯の太洋側に小さい列島（黒瀬川一大船渡列島）があつたことは確実であつて，三郡，三波川帯のこれらの塩基性岩類は日本海のような縁海区での海底火山活動に関連してできたと考えるのがもつとも自然であろう（KIMURA，1974）。

IV. 四万十層群はメランジェではないし，海溝で堆積したものでもない

メランジェといわれるものは，大は km，小は cm オーダーの大小の岩塊が，剪断された泥質岩または蛇紋岩質基質部の中に散在するものである。分布幅何十 km といった巨大な地層群を作るし，広大な悪地形区域を作るのが特徴である。中に含まれる大，小岩塊はオフィオライトコンビネーションを作る諸岩石を主とする。カリフォルニアのフランシスカン層群はメランジュの典型といわれる。

大洋地殻とその上に乗る遠洋性堆積物はオフィオライトコンビネーションを持つ。したがつて大洋地殻をもつ大洋プレートが大陸プレートの下にもぐり込むとき，大洋地殻の部分に断層ができたり，大規模な地すべりがおこつたりすると，オフィオライトコンビネーションを作る大小の岩塊ができる。一方泥質岩や蛇紋岩はプレートのもぐり込みに伴う断層運動によつて剪断される。これらが集つてメランジェができる。メランジェがこのようにしてできたとすると，それが存在するところは，かつて大洋地殻が大陸地殻の下にもぐり込んだ地帯であつたことになる。

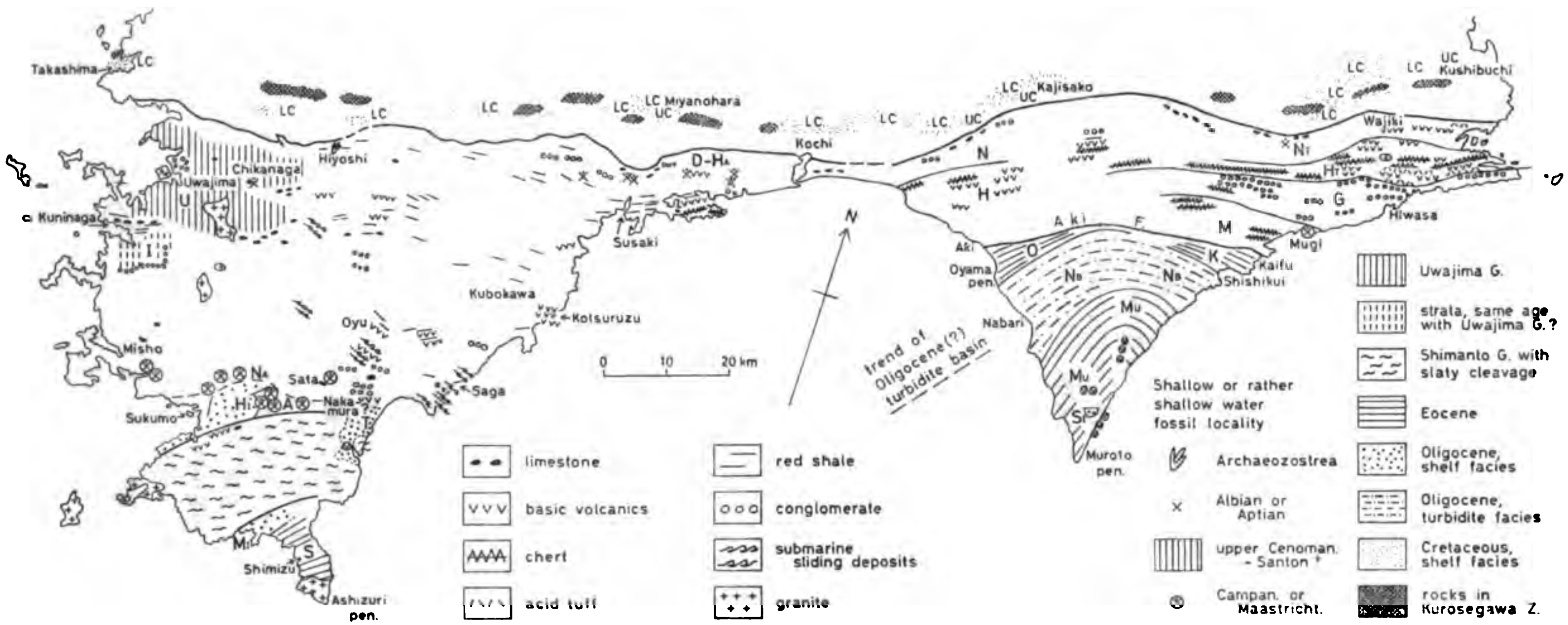
他方オリストストロームと呼ばれるものがある。これはメランジェに似ているが，成因を異にしている。オリストストロームはきわめて大規模な海底地すべり堆積物である。km から cm スケールの大小岩

塊が泥質基質部の中に混入している点でメランジェに大変似ている。しかし形成後の著しい変形運動を受けないものの泥質基質部は剪断されていない。またしばしば級化層理をもつ砂層などの成層した地層をはさむ。地層が全体として成層しているかどうか，また小スケールでみたとき成層した地層をはさむかどうかはオリストストロームをメランジェから識別するときに役立つ。メランジェはオフィオライトコンビネーションを持つ大小岩塊を含むことが多い。逆にオリストストロームはしばしばオフィオライトコンビネーションの岩塊を含まない。三浦半島の衣笠にあつて，かつて純然たる蛇紋岩とされたものが実は堆積性"蛇紋岩"であることが最近わかつた（狩野ほか，1975)。オフィオライトコンビネーションを持つオリストストロームであったのである。しかしオリストストロームはふつう海底に滑りこんだ大衝上体の前端，三角州斜面，陸棚斜面で生ずるので，ふつうはオフィオライトコンビネーションを含まない。このようなものが大洋地殻と深い関連性を持たないことはいうまでもない。

広義の四万十帯は狭義の四万十帯（四万十北帯と呼ぶ人がある）と瀬戸川帯または牟婁帯（四万十南帯と呼ぶ人がある）とに分けられる。狭義の四万十帯に堆積した地層が四万十層群である。プレートテクトニクス説を"発展"させた憶説の中で，四万十層群が海溝地区で堆積したとする説（MATSUDA and UYEDA, 1971）があつて，日本の構造発達史をあむ上で混乱をひき起しているように見えるので，ここで四万十層群がメランジェでもないし，海溝地区で堆積したものでもないことを述べよう。地質調査をおこなわないで，観念的に飛躍して四万十層群をメランジェと考え，さらにまた飛躍してそれが大洋プレートのもぐり込みの帯にあつたと考えると，そのプレートがもぐり込んだずつと斜下方の地下深くで，領家帯の下あたりで高温型変成作用がおこつたり，火成活動がおこつたことがよく説明できる。しかし三波川高圧型変成帯が大洋プレートのもぐり込みに関係していたとする立場に立つと，三波川帯は四万十帯の"メランジェ"と考えたものの斜下方の延び先にあつたはずであるということになる。一方三波川帯と四万十帯との中間には，現在の地表には，半海成層を含む陸棚相の白亜紀層がある。三波川変成岩類の原岩は二畳，石炭紀層である。一方三波川帯と四万十帯との中間の陸棚相白亜系分布区では，その下に非変成二畳・石炭紀層がある。このような三波川変成岩の原岩としての堆積層と同時代の非変成二畳・石炭紀層と，四万十層群と同時代の陸棚相白亜系とが四万十帯と三波川帯との中間にあることは，三波川帯が大洋プレートのもぐり込み帯としての四万十帯の斜下方における延び先であると考えることを困難としている。この困難を排除するために三波帯だけが地表に隆起したとする考えが生まれる。そのように考えるためには三波川帯が断層で囲まれた"地塁"として隆起していなければならない。しかし三波川帯の地層は大洋側の秩父帯の地層に連続することが明かなので，この考えは成立し得ない。

四万十層群がメランジェでないことは，それが大きくみて成層した地層であるし，小規模にもひんぱんに成層した地層をはさむことからはつきりいえる。オリストストロームと云い得るような大規模海底地すべり堆積物や，小規模な海底地すべり角礫岩をひんぱんにはさむし，レンズ褶曲を示す等斜褶曲（木村，1967）が多いので，調査に馴れない人には"メランジェ"と見えるかも知れないが，実際には四万十層群の中に含まれる厚い砂岩層，赤色泥岩層，玄武岩溶岩層などの追跡によつてよくわかつている。このことは赤石山地の四万十層群についてよく調べられている（KIMURA and TOKUYAMA, 1971；土ほか，1971)。またここでは四万十地向斜の南に高まりがあつた（KIMURA, 1966)。

模式地の四万十川流域を含む四国地方の四万十層群はその中に含まれる宇和島層群を除いては，その地質構造と層序とに不明の点が多い。しかしそれがメランジェでないことは，大規模スケールで四万十層群が規則正しい岩相分布を示すこと，また小規模にも成層した地層の集りであることからはつきりうかがえる。第2図は今まで発表された文献（甲藤，1961；永井，1967；中川，1972；神戸，1968など）と，私自身の調査とをもとにして四万十層群の石灰岩，チャート，塩基性火山岩類，酸性火山岩類，赤色泥岩と呼ばれている岩石，礫岩などの分布を記入したものである。四万十層群はおもに砂岩と泥岩とからできているので，この図ではこれら石灰岩その他の岩石を大変に誇張して記入してある。この分布図で明かなよ



第2図　四国の四万十層群および古第三系瀬戸川層群相当層の堆積相。

四万十帯；NT，日野谷層（西川層）；HT，牟岐層下半部の下部層（東川層）；G，牟岐層下半部の上部層（五剣山層）；M，牟岐層上半部。
N，西川層；H，東川層；D-HA，堂ケ奈路—半山（葉山）層；U，宇和島層群；I，宇和島層群相当層；NA，中村層；A，有岡層。

古第三系地帯：K，海部層；O，大山岬層；NB，奈半利川層；MU，室戸層；SI，四十寺山層；HI，平田層；T，田ノ口層；S，清水層；MI，三崎層。

白亜系陸棚層；LC，下部白亜系；UC，上部白亜系。

* 宇和島層群ではセノマニアンからサントニアンに至る時代の浅海化石を多数の地点から産する。

うに，徳島県地区では北から南に特有の岩相をもつ地層が帯状に分布している。これらの地層の間に大断層はないので，異なる岩相をもつ地層が重なりあつているさまがこの図から読みとれる。四国西部においても石灰岩や赤色泥岩をもつ地層が成層して分布していることが推定できる。四国東部と西部とは岩相に大きな差があるが，その変化はきわめて漸移的で規則正しい。この堆積相の変化に示されるような東から西への規則正しい堆積環境の変化があつたことがわかる。このような岩相分布の特性は，メランジェのもつ特徴とは大変に異つている。

四国の四万十層群が野外の調査の際にメランジェと思いまちがえられるかも知れないのは，それがしばしば褶曲変形に伴うレンズ状体をもつこと，オリストストロームをもつことである。褶曲変形に伴うレンズ状体についての慎重な観察をおこなうことによりメランジェの中の岩塊でないことを認定し得る。オリストストロームや小規模な海底地すべり角礫岩については，それが成層した単層をはさむこと，泥質基質部が剪断されてないことを見出すことによつて，メランジェでないことを容易に認定できる。オリストストロームを含む四万十層群の中の海底地すべり角礫岩は，チャート以外のオフィオライト構成要素，すなわち超塩基性岩，はんれい岩，玄武岩などを角礫や大岩塊として含むことはほとんどない。すなわち大洋地殻を作る岩石が地すべり岩塊として含まれていない。その供給原地はむしろ陸地側で砂岩層が発達した地区にあつた。

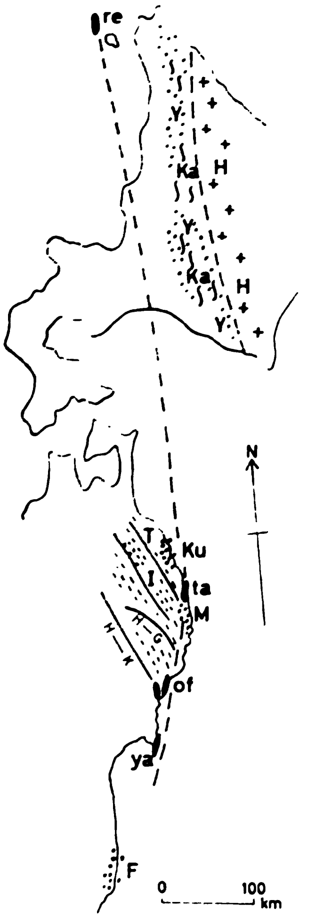
四万十層群が海溝のようなところに堆積したものでないことは四国西部におけるアンモナイト，二枚貝化石の産出のし方からもよくわかる。下部白亜系宮古統と思われる石灰岩が四万十帯の北縁に愛媛県から徳島県にかけて細長い地区に点在するが，その周辺からは浅海性の二枚貝を須崎市北方（HAYAMI and KAWASAWA, 1967），桜谷西方（東明，1958）から産している。須崎北方区域の数地点（MATSUMOTO and HIRATA, 1969），宇和島東方の近永（NAKAI and HADA, 1966）からは宮古世のアンモナイトを産しており，松本・平田によるとその産状は浅海性であつたことを示すという。愛媛県日吉村長谷において，仏像線のすぐ南に分布する地層には，汽水性のコダイアマモを産した砂岩がある（永井，1967）。ただしその時代は正確にはわからない。宇和島西南方の国永の石灰岩は浅海性のバイオスパライトと遠洋性のミクライトとが混在する（棚部，1972）。この石灰岩も宮古世のものと推定されており，この時期に四万十帯北縁部に浅海区があり，宇和島の南にはその前縁の斜面地区があつたとみられる。遠洋性石灰岩の堆積区に，浅海区で生じた石灰岩が流入したものであろう。

上部白亜系の宇和島層群は周辺の四万十層群とは著しく岩相を異にする。そして二枚貝のイノセラムス化石を多産するし，汽水性コダイアマモ，カキ化石を産する。薄い石炭層，厚い礫岩層もある。これらは宇和島層群が陸地に近い浅海区に堆積したことを示す。四万十層群が海溝区に堆積したとする論者にとってはぐあいの悪いデータである。DICKINSON,（1971）は北の中央構造線区の北側で堆積したものが巨大なクリッペとして四万十帯にもたらされたと考えた。しかし宇和島層群は国永付近の典型的な四万十層群の岩相をもつ下部白亜系の上に整合に重る（棚部，1972）。したがつてクリッペではあり得ない。

四万十帯北縁部には東西に細長く浅海区があり，その前縁部に斜面があつた。白亜紀後期に宇和島層群の堆積期にはいつたとき，宇和島地区およびその南方ではとくに浅海区が南に突出するように形成されたとみられる。四万十堆（小林，1950）が形成され始めたわけである。白亜紀最後期（ヘトナイ世）には愛媛県御荘（永井，1967），中村市西方の有岡地区（甲藤，1961）などで，産出化石の数は少ないながら，多数の地点からイノセラムスその他の化石を産する。化石産地が狭い地区内に多数あることは，それらの化石がはるか遠くから運び込まれたとは考え難いことを示す。この地区が浅海でなかつたとしても，この地区に近いところまで浅海区が広がつていたはずである。このように見ると，四国西部では白亜紀前期から最後期にかけて，浅海区がしだいに南に張り出していたことが読みとれる。四万十層群の模式地を含む四国西部は決して海溝のような堆積区ではなかつた。

V．神居古潭帯と日高帯とはペアの変成帯ではない

北海道の神居古潭帯は高圧型の変成帯で，日高帯は高温型変成帯である。これはペアーをなす変成帯であると考えられた。しかしそう考えると，高圧型変成帯は大洋プレートのもぐり込みのところにできるとする人達には不都合な点がおこる。大洋プレートが大洋の方から大陸の下にもぐり込んだとすると，高圧型変成帯は高温型のものの大洋側になければならない。ところが高圧型神居古潭変成帯は高温型日高変成帯の大陸側にある。一般にペアーの変成帯があるとき，地質構造のフェルゲンツは大洋側に向うと考えられてきた。日高山脈の西の白亜系，古第三系の地質構造のフェルゲンツは大陸側に向う。これは一般に考えられていたところと逆である。それで北海道では，一旦神居古潭帯の方が太平洋側にあるようにペアーの変成帯ができたあとで，白亜系や古第三系を含めて全体が180°回転したのだという考えを発表する人もあらわれた。



第3図　東北地方東縁と北海道脊梁山脈との地質構造関係図。
H，日高変成帯；Ka，神居古潭変成帯；Y，エゾ――函淵層群；Ku，久慈層群；M，宮古層；F，双葉層群；T，田老帯；I，岩泉帯；H—G，早池峯–五葉山線；H—K，日詰—気仙沼線。黒く塗ったところは最下部白亜系安山岩類：re，札文島；ta，田老，原地山層；of，大船渡；ya，牝鹿，山鳥層。

この考えが誤っていることは明瞭である。すなわち北部北上山地の古生層，三畳紀層が北海道渡島半島に連続することはよく知られた事実である。また最下部白亜系の安山岩質火山岩類を多量にもつ地層は，牡鹿半島の山鳥層，大船渡付近の大船渡層群，新月火山岩類，田老付近の原地山層，北海道礼文島の地層というような南部・北部北上山地の東縁から北海道礼文島に至るまでにほぼ南北に分布する。礼文島のものは空知層群に含められることがあるが，礼文島図幅の記載をみるとその火山岩類は玄武岩質ではなく，むしろ安山岩質である。この安山岩質岩の分布区はこの時期から白亜紀後期にかけての本州弧陸地のほぼ東縁をなしていたようであって，この地区の東に下部白亜系宮古層群，上部白亜系の双葉，久慈層群が分布し，さらにその東に北海道の白亜系エゾ層群が分布している。宮古層，双葉・久慈層群はエゾ層群堆積時のより陸地に近い堆積区の地層であるとみなされる（橋本，1958；松本，岡田，1973）。このように見ると，北海道の白亜紀の構造区は，東北日本東縁の北方延長およびその東側の地区であつたわけで，その位置関係はそのまま現在も保たれている。北海道が180°回転したとするのは全くの誤りである。

日高山脈およびその周辺には第三系の他に空知層群，日高層群，エゾ—函淵層群が分布する。空知層群は厚い玄武岩質海底火山岩類をもつ地層であり，ジュラ系と考えられていた。日高層群白亜系と共に一連の地向斜堆積層を作つていたが，日高造山運動によって，日高，神居古潭変成帯ができたとされた。神居古潭変成岩類は空知層群と密接な関係をもつ。ところでこの二つの変成帯がペアーをなすものであるとする従来の考えは大きく修正せざるを得ないことになつて来た。これがペアーをなすものでないとする考えは岡田博有（1974）によって初めて示された。しかし

その当時は空知層群の時代についての正確な知識がなかつたので，その考えはじゆう分に洗練されたものとはなり得なかつた。

もともと神居古潭，日高の両変成帯がペアーでないことは，両変成帯の変成岩類の放射年代の違いから推論されるべきものであつた。神居古潭変成岩類からは109–120m.y.（白亜紀前期）（BIKERMAN et al, 1971），日高変成岩類からは30–32m.y.（漸新世）（KAWANO and UEDA, 1967）の年代が知られていたからである。しかし何故か神居古潭変成岩類のこの測定年代は無視されてきた。

北海道の変成帯について反省の大きな機会が与えられたのは，橋本亘，猪郷久義，小池敏夫ら（HASHIMOTO et al, 1975；猪郷ほか，1974）によつて空知層群が二畳系（おそらく上部）から三畳系にわたるものであることがわかつたからである。さらに木村ほか（1975）によつて弱変成した空知層群を白亜系が傾斜不整合でおおうところがあることがわかつたからである。この傾斜不整合によつて示される空知層群の変成期は，神居古潭変成岩類の放射変成年代と矛盾しない。このことによつて少くとも場所によつては空知層群とエゾ層群との間に，ジュラ系と最下部白亜系の大きな欠除があることがわかつてきた。

神居古潭，日高変成帯がペアーをなすものでないとして，それらのお互の関係を如何に考えたらよいであろうか。西南日本の例を参考にすると，内帯においては大陸側により古い時代に形成された高圧型，三郡変成帯がチャート相三畳系と密接な関係をもつて分布し，その大洋側に新しい時代の高温型領家変成帯がある。この関係は，大陸側に白亜系と密接な関係をもつより古い時代の高圧型神居古潭変成帯があつて，その大洋側に新しい時代の高温型日高変成帯があることと大変に良く似ている。西南日本内帯と神居古潭帯から日高帯にかけての地帯ともくらべると，時代はずれているけれどもその構造発達史には似た点が非常に多い。それで神居古潭帯は三郡帯に，日高帯は領家帯に対比される位置関係にあつたとするのが現在の私の考えである。

それでは神居古潭変成帯，日高変成帯はそれぞれ何とペアーを作つていたものであろうか。これについて今解答を与えることはできない。地下深くにできた変成岩類が常に後の時代に地表にあらわれるとは限らないであろう。また三郡，三波川のような高圧型変成帯の中に，大洋プレートのもぐり込みに伴つて生

第1表　三郡—領家帯と神居古潭—日高帯とのできごと

事変＼地帯	三郡—山口—領家帯	神居古潭—日高帯
大陸方向へ向うフェルゲンツのデッケ群の形成	岐阜県東南部などのデッケ群，ジュラ紀最後期。	石狩炭田地区のデッケ群，古第三紀後期。
高温型変成作用	領家変成作用，白亜系	日高変成作用，古第三紀後期
超塩基性岩類の"固体"貫入	三畳紀層堆積後のものが多いとみられる。	白亜紀層堆積後におこつたところがある(中川地区)。
高圧型変成作用	三郡変成作用，三畳紀中期に変成したものあり。	神居古潭変成作用，白亜紀前期に変成したものあり。
ミオ地向斜期堆積物の形成	二畳紀後期—三畳紀層，酸性凝灰岩層をもつ，チャートタービダイトあり。（ところにより二畳紀後期—三畳紀前期層欠除）	白亜紀後期—古第三紀層，酸性凝灰岩層をもつ。タービダイトあり。（ところによりジュラ紀—白亜紀最初期層欠除）
ユウ地向斜期堆積物の形成	石炭紀前期，二畳紀前・中期にとくに著しい塩基性海底火山活動。浅海性石灰岩，陸棚層ところにより発達。	二畳紀後期—三畳紀にかけてきわめて著しい塩基性海底火山活動。
超塩基性岩，はんれい岩の形成	石炭紀前期あるいはそれより以前．二畳紀中期のものもあり。	二畳紀後期よりも前。

じたものでないものがあるとすると，高圧変成帯が常に高温変成帯とペアーをなしてあらわれるとは限らないであろう。この様な点が北海道の二つの変成帯とペアーをなしていたかも知れないものの発見を困難にしている。しかし現在の私の憶測は，神居古潭帯とペアーをなす変成帯は，北部北上山地の花こう岩分布区の北方延長の地下にあたるであろうし，日高変成帯とペアーをなすものは日高帯よりずつと東または東南よりの地帯の地下にあつて，地表にはあらわれていないものであろうということである。

VI. 本州弧の構造発達史とプレートテクトニクス

以上述べたようにして，プレートテクトニクス説をもとにして生まれた地質構造発達史の説には，明かに誤つたものがある。その誤りには，本州区域内に大洋プレートのもぐり込み帯があつたとする点に多い。しかし本州地区内ではまだどこにも大洋プレートと大陸プレートとの境界を示すような大断層，メランジェ帯は見出されていない。飛驒帯南縁の断層（内帯中央構造線）中央構造線，仏像線は巨大な断層であるが，内帯中央構造線と仏像線との大洋側にはそれぞれ陸棚層ないし浅海層があつた。大洋プレートと大陸プレートとの上に堆積した地層は岩相を大きく異にするはずであるが，中央構造線を境として大陸側と大洋側とのチャート相三畳系の岩相は大変に似ている。九州西部の竜峯山帯の領家変成岩類の原岩の岩相は，四国の三波川変成岩類の原岩の岩相と大きくは変らない。これらはともに二畳・石炭紀の堆積層であつた。

これらプレートテクトニクス説にもとずいた説に誤つたものがあるとしても，これらの説の基本になつたプレートテクトニクス説が誤つていることにはならない。日本の構造発達史についていうと，少くとも二畳紀後期以後のものについては，プレートテクトニクス説をあてはめることによつてその大要を大変によく説明できる。本州弧の構造発達史の白亜紀までの概要を主として図をもとにして示すと次の如くである。

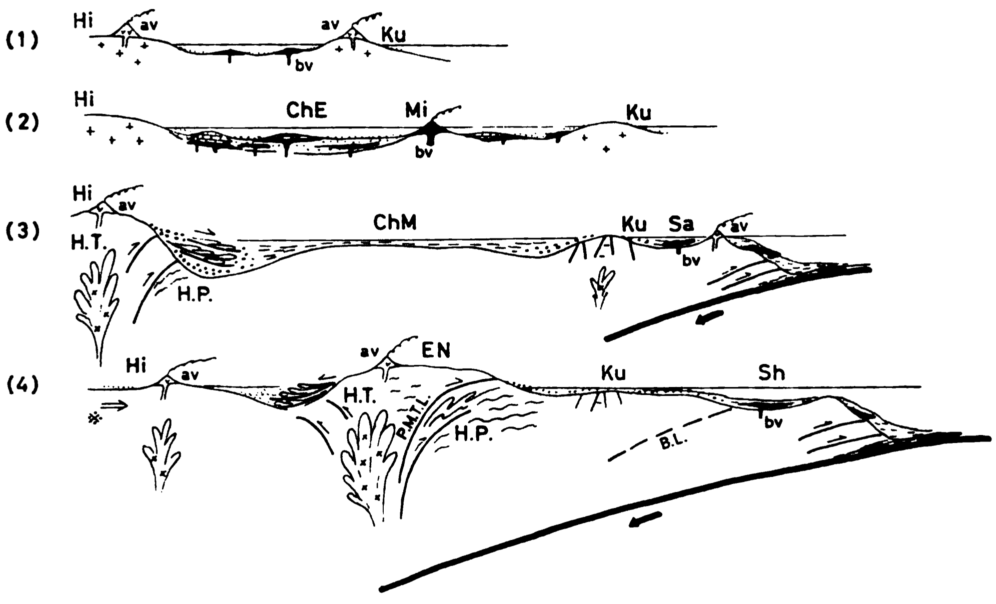
(1) シルル―デボン紀，デボン紀後期にはユウ地向斜としての秩父地向斜が形成され始めたらしい(KIMURA, 1974)。それが陥没によつてできたのか，黒瀬川―大船渡“列島”が飛驒大陸周辺地区から遊離してできたのかはまだわかつていない。

(2) 石炭紀―二畳紀中期，石炭紀にはいつてユウ地向斜としての秩父地向斜が顕在化した。飛驒大陸周辺区と黒瀬川―大船渡“列島”区とに囲まれた秩父主部地向斜は縁海をなしていた。同“列島”の大洋側には秩父東南部地向斜があつた。石炭紀―二畳紀中期にも所により地殻変動がある。しかしその変動を含めて，この時期の本州弧の構造発達史をプレートとその動きにどのように関連づけ得るかはよくわかつていない。

(3) 二畳紀後期―三畳紀―ジュラ紀前期

この時期(三宝山期)には秩父主部地向斜内で玄武岩質海底火山活動は進んだ。ところにより酸性凝灰岩はみとめられる。この時期に三宝山―岩泉地向斜をへだてて秩父主部地向斜に平行にあつたとみられる神居古潭―空知地区には著しい玄武岩質海底火山活動がある。アパラチア山脈においてユウ地向斜とミオ地向斜とが平行に配列したように，神居古潭―空知区にユウ地向斜が，秩父主部地向斜区にミオ地向斜があつたとみなし得る。とすると二畳紀後期になつて秩父主部地向斜はミオ地向斜期にはいつたとみなし得る。

この時期の地殻変動は飛驒大陸周辺区と黒瀬川―大船渡“列島”区とにおこつている（KIMURA et al 1975)。飛驒大陸周辺区では，二畳紀後期，三畳紀前期（舞鶴帯），三畳紀後期（山口県美祢その他），ジュラ紀前期（飛驒山地来馬）の粗粒砕せつ岩層とその基底の不整合，三畳紀中期に秋吉台に生じた横ぶせ褶曲，中国地方西部における三畳紀を通じての飛驒大陸前縁の海底斜面の東南方への前進，島根県日原地区における三畳紀最後期層堆積後の海底地すべり的デッケ群の存在（豊原，1976)，飛驒山地における三畳紀後期（220-250m.y.)，ジュラ紀前期（170-180m.y.）の高温型変成作用および花こう岩活動(SHIBATA et al, 1970)，三郡変成岩のあるものの変成条件からの離脱などによつて，二畳紀後期―ジュラ紀前期の



第4図　シルル紀から白亜紀までの日本の構造発達史の概要
(1)，デボン紀；(2) 二畳紀前・中期；(3) 三畳紀－ジュラ紀前期；(4) 白亜紀。
Hi，飛驒帯；Ku，黒瀬川－大船渡地帯；ChE，秩父ユウ地向斜；ChM，秩父ミオ地向斜；
Mi，みかぶ帯；Sa，三宝山地向斜；EN，原日本脊梁；Sh，四万十地向斜。
H.T.，高温型変成；H.P.，高圧型変成；bv，塩基性火山活動；av，酸性－中性火山活動；
P.M.T.L. 原始的中央構造線；B.L.，この時代のあとにこの位置に仏像線が形成された。
※　矢印は飛驒帯がこの時期に若干大洋側に移動した可能性があることを示す。
(1)，(2) について黒瀬川地帯はデボン紀にあつた位置から石炭紀には大洋側に移動したとする仮説に基いてこの図が描かれている。

地殻変動の存在が示される。これらは一括して秋吉系列の造山運動と呼び得る。それは決して広はんな地域における短期間の急激な変動ではなく，時と所とを変えて飛驒大陸周辺部におこつている。

この時期には黒瀬川－大船渡“列島”区にも地殻変動があり，三畳紀前期層，後期層，ジュラ紀前期層が場所によつて不整合で下位層をおおつている。ここでもこの時期に黒瀬川帯では花こう岩類の再活動がある。

一方これら二地区にはさまれた秩父主部地向斜にはこの時期に著しい傾斜不整合はない。この区域は本州造山運動の名を用いる人によつては本州地向斜と呼ばれ，三畳紀中頃までには完全に陸化したところとされた。また秋吉造山運動説によつてもその大半は三畳紀中期までに陸化したとされた。しかし島根県日原地区には三畳紀最後期層がチャート層として存在するし（豊原，1976），岡山県津山の北にもチャート相三畳系がある。秩父主部地向斜内では二畳紀中期層と三畳紀後期のチャート相の地層との間に地層を欠いていることが多い。この場合でも葛生石灰岩地区に平行不整合（小池ほか，1974）があるのを除いては，二畳紀層と三畳紀層との間に侵食面は見出されず，両者は準整合で接しているように見える。

三宝山小地向斜は秩父地向斜にくらべるとはるかにスケールの小さい地向斜である。玄武岩質海底火山岩類をもつところがあるが，その量はきわめて少なく，所により大量の酸性凝灰岩を含む。三宝山小地向斜区にも不整合は見出されていない。その南縁に海底の浅い高まりがあつて，そこに厚い石灰岩が堆積したことが九州東部（KIMURA et al 1975）の他にも関東山地奥多摩地区などでますます明瞭になりつつある。三宝山地向斜が海溝でなく，海溝と島弧との間にあつた小堆積盆であつたことは明瞭である。

(4) ジュラ紀後期—白亜紀（四万十期）秩父地向斜の海は西南日本内帯地区では，愛知県犬山，茨城県とりあし山地などにおいて，少くともジュラ紀後期まで存続していた。しかしジュラ紀最後期または白亜紀初期に原日本背梁（小林，1951）の形成がおこり，葛生地区（小池ほか，1971），岐阜県東南部地区ではその背梁の隆起帯（領家帯を主とする区域）から北西に向う海底地すべり大デッケ群を生じた（狩野，1976)。北海道の日高山脈の西側地区に生じた大陸へ向うフェルゲンツをもつ構造と同様に，領家帯の大陸側で大陸方向に向うフェルゲンツの構造を生じたことになる。

ジュラ紀後期—白亜紀の地殻変動はこの原日本背梁の形成，ジュラ紀後期から白亜紀にかけての絶えざる堆積盆の移動，時と所とを変えて生じた不整合の存在，領家変成岩の形成，内帯・東北日本における花こう岩の貫入，三波川変成岩のあるものの変成条件からの離脱などによつて示される。これらが示すものが佐川系列の造山運動である。

これに対して四万十小地向斜区の内部に不整合はみとめられないし，その他にもジュラ紀後期，白亜紀にこの区域に地殻変動が著しかつたという積極的しようこはない。ただ四国西部において白亜紀を通じて四万十堆がしだいに南方に張り出したとみられる。また四万十帯周辺区に地殻変動があつたことは，四万十層群に酸性凝灰岩類がしばしば多量に混入すること，乱泥流堆積物，海底地すべり堆積物が多いことからも推定できる。乱泥流堆積物のあるものはそれが大洋側から北に向つて流れたことを示し，四万十小地向斜の南にも海底の浅い高まりがあつたことを示す。それが海溝でなかつたことはすでに述べた通りである。

白亜紀の本州弧地区の事変としては，この他に本州弧の彎曲がある。東北日本で四万十小地向斜に相応する田老区の地向斜が白亜紀最初期をもつて終りをつげるのは，この彎曲に関連した東北日本と西南日本との構造発達史の違いにもとずいている。この本州弧の彎曲については，例えば第3図にも暗示的に示されているが，それを詳しく述べるにはなお多数の紙面を要するのでここでは述べないこととする。

以上を通観すると，二畳紀後期から白亜紀にかけての地史は，プレートテクトニクスに関連づけると大変にうまく説明できることがわかる。二畳紀後期からジュラ紀後期までの期間（三宝山期）に飛驒大陸周辺区を主体とする地区におこつた飛驒高温型変成作用を含む地殻変動の地区は，同じ時期にあつた三宝山小地向斜に対応する。ジュラ紀後期から白亜紀にかけての期間（四万十期）に原日本背梁区を中心とする地域におこつた領家高温型変成作用を含む地殻変動の地区は同じ時期にあつた四万十小地向斜に対応する。三宝山期から四万十期に移るとき，地殻変動区は飛驒帯を中心とする地区から領家帯を中心とする地区に大洋側にジャンプするように移行する。同様に小地向斜も三宝山小地向斜から四万十小地向斜にジャンプするように移行する。もし三宝山小地向斜や四万十小地向斜のそれぞれの大洋側に大洋プレートのもぐり込み帯があつたとすると，このもぐり込み帯がジャンプするように大洋側に後退したとすると，これらの小地向斜と地殻変動区が共にジャンプするように移動したことがよく説明できる（KIMURA and TOKUYAMA, 1971)。

また先に述べた本州地区の構造発達史においては，旧来の造山運動説にどうしてもなじまない点がある。その主なものを2つあげると，1つには飛驒帯の変成作用が地向斜の中心部ではなくて，それから遠く離れた先カンブリア系の花こう岩質基盤の分布区におこつたことである。もう1つは小林貞一（1941, 1951）によつて指摘されたように，秩父地向斜という1つの地向斜区に，時代を異にして秋吉，佐川という二系列の造山運動がおこつたことである。収縮説やマントル対流説のように，1つの地向斜の中軸部に変成帯を生ずるし，1つの地向斜は1つの造山運動で閉鎖するとする考え方では上の二つの事実はどうしても説明できない。これに対してプレートテクトニクス説においては，古いプレートシステムによつて生じた構造帯と，新しいプレートシステムによつて生じる構造帯とは整合的でなくてもかまわない（木村，1976)。上の二つの事実はプレートテクトニクスの考え方にじゆう分になじみ得るものである。

本州弧と北海道弧とを合わせて考えると，秩父主部地向斜は二畳紀中期までユウ地向斜であるが，それ

以後はミオ地向斜となる。そして二畳紀後期以後これに平行して北海道にユウ地向斜があつた。アパラチア地向斜が平行したミオ地向斜とユウ地向斜との合した1つの地向斜系であるとみなすとき，二畳紀後期—三畳紀には本州弧と北海道弧とにまたがつて1つの地向斜系があつたことになる。二畳紀中期までの本州弧のユウ地向斜は，朝鮮半島に分布する地層を対応するミオ地向斜のものとみなし得るならば，これと合せて1つの地向斜系を作つていたことになる。このような地向斜系は古いものと新しいものが位置的に本州弧で重りあつている。この地向斜系の重なり合いもプレートテクトニク説によつては説明可能と思われる。

ただこのような大きなスケールをとるとき，大洋プレートのもぐり込みで説明できるかどうかに疑問がもたれる点がある。それは例えば白亜紀の花こう岩が，日本はいうまでもなく東アジアに広はんに分布する点である。はたしてこの花こう岩のすべてをプレートのもぐり込みに由来したと考え得るものであろうか。

VII. 高圧型変成作用の原因

高圧型変成作用は大洋プレートのもぐり込みの場でおこるとすると大変にうまく説明できる。しかし日本の三郡，三波川変成帯がそのような場でできたものでないことは明瞭である。ではこれらの変成作用が如何にしておこつたものであろうか。これについては解決をみていないが，デッケ群や横ぶせ褶曲群による荷重がその原因であろうというのが現在の私の考えである。

中国地方西部には三郡主脈（山陰支脈）と本山支脈（山陽支脈）の二つの三郡変成岩分布区があり，その中間に非変成古生層とチャート相三畳系との分布区がある，非変成層分布区は大きい複向斜区である（KIMURA, 1960)。その複向斜区には島根県日原地区で著しいデッケ群があることが明かとなつた（KIMURA et al, 1975）し，古くから秋吉台の横ぶせ褶曲やデッケの存在が知られている。これらの荷重によつて三郡変成作用がおこつたとみるのは自然であろう。三波川帯の北の領家帯区では巨大な隆起が起り，そこから北へ向うデッケ群を生じており，岐阜県東南部にその根跡が残されている。その大隆起帯から南に三波川帯に向う大デッケ群や横ぶせ褶曲群ができたことも想像できる（木村，1976)。このことについてはまだじゆう分に証明されたとは云い難いのであるが，そのような可能性があることがしだいに明かになりつつある。

VIII. プレートテクトニクスと隆起運動

褶曲は地殻の圧縮によつておこるか，地盤の隆起沈降運動によつておこるかが現在の対立する意見となつている。実際にはその両方の場合があるようである。ところでプレートテクトニクス説が正しいというとすぐに地殻の圧縮説の"勝利"と早合点するむきがあるようである。しかし実際にはそうでない。このことは，その大洋側で大洋プレートがもぐり込んでいるとされる東北日本の日本海側で新第三紀以降に隆起沈降運動が顕著にあらわれていることからわかる（KIMURA, 1968，鈴木ほか，1974)。三宝山期の日本をみても，先カンブリア系の花こう岩質基盤のあつた飛驒大陸周辺区と，先シルル系基盤のあつた黒瀬川—大船渡地区で花こう岩活動と地殻変動があり，秩父主部地向斜区と三宝山小地向斜区とに著しい地殻変動のしようこは乏しい。地向斜は弱帯でありそこに褶曲がおこりやすいという考えが如何に正確でないかがわかる。三宝山期に三宝山小地向斜の大洋側から本州の地下に向つて大洋プレートのもぐり込みがあつたとき，もしこれに伴う強い横圧力が働いたとすると，地向斜堆積層が厚く堆積した地区に褶曲がおこりそうである。事実はしかしそうではなく，基盤岩類が存在したことがはつきりわかつており，かつ花こう岩活動があつたところで地殻変動がおこつている。新第三紀以降の東北日本の日本海側と同様に三宝山期においても花こう岩活動のような火成活動に伴う地盤の隆起・沈降が地殻変動の主要原因であつたように思われる。プレートのもぐり込みに伴つて広いはんいに圧縮の場があつたことは間違いないとしても。

IX. まとめ

ペアーの変成帯とその形成の場の問題, "オフィオライト" による大洋地殻の推定, 四万十地向斜が海溝であつたかどうか, 北海道の神居古潭帯と日高帯との関係の問題などに関連して, プレートテクトニクス説にもとづいて作られた憶説には, 日本の地質学的事実を無視して無理に作られたものがある。また諸外国で作られた説を無理に適用しようとしたものがある。それらの誤りの原因は, 日本列島が大洋の周辺にあるという現状をふまえて, 過去に本州区域内に大洋プレートのもぐり込み帯があつたとする点によるものが多い。しかしこれらの憶説が間違つているからといつて, プレートテクトニクス説の基本までもが間違つていることにはならない。三宝山期, 四万十期の日本の構造発達史はプレートテクトニクス説によつて大変にうまく説明できる。しかしプレートテクトニクス説が正しいからといつて, 地殻変動がプレートとプレートとの圧縮によつてのみおこると早合点してはならない。三宝山期の秋吉系列の地殻変動は, 花こう岩活動に関連した地盤の隆起・沈降を原因としておこつたようにみえる。

引用文献

BIKERMAN, M., MINATO, M. and HUNAHASHI, M. (1971) : K-Ar age of the garnet amphibolite of the Mitsuishi district, Hidaka province, Hokkaido, Japan. *Chikyu Kagaku* (*Earth Science*) v. 25, p. 27-29.

DICKINSON, W. R. (1971) : Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope and trough settings between magmatic arcs and associated trenches, *Pacific Geology* v. 3, p. 15-30.

橋本 亘(1958) : 蝦夷一樺太地向斜地域の地史に関する考察, 藤本教授還暦記念論文集, p. 101-112.

HASHIMOTO, W., KOIKE, T. and HASEGAWA, T. (1975) : First confermation of the Permian system in the central part of Hokkaido. *Proc. Japan Acad.* v. 51, p. 34-37.

HAYAMI, I. and KAWASAWA, K. (1967) : Some Lower Cretaceous bivalves from the Shimantogawa group of South Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S. no. 66, p. 73-82.

猪郷久義ほか(1974) : 北海道空知層群から三畳紀コノドントの産出. 地質雑, v. 80, p. 135-136.

神戸信和(1968) : 剣山図幅20万分之一. 地質調査所.

狩野謙一(1976) : 美濃地域東部の中・古生層の大デッケ群と "オリストストローム", 日本地質学会, 第83年学術大会講演要旨, p. 103.

狩野謙一ほか(1975) : 三浦半島衣笠付近の堆積性蛇紋岩, 地質雑, v. 81, p. 641-644.

甲藤次郎(1961) : 四万十帯, 高知県地質鉱山図説明書, p. 56-89.

KAWANO, Y. and UEDA, Y. (1967) : K-Ar dating of the igneous rocks in Japan (VI). *J. Japan Assoc, Min. Petrol. Econ. Geol.*, v. 57, p. 177-187.

KIMURA, T. (1960) : On the geologic structure of the Paleozoic group in Chugoku, West Japan. *Sci. Papers Coll. Gen. Educ. Univ. of Tokyo*, v. 10, p. 109-124.

KIMURA, T. (1966) : Thickness distribution of sandstone beds and cyclic sedimentations in the turbidite sequences at two localities in Japan. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. of Tokyo*, v. 44, p. 561-607.

木村敏雄(1967) : 大井川流域南部の四万十層群の地質構造. 佐々保雄教授還暦記念論文集. p. 21-38.

KIMURA, T. (1968) : Some folded structures and their distribution in Japan. *Japan. Journ. Geol. Geogr.*, v. 39, p. 1-26.

木村敏雄(1973) : オフィオライトと構造発達史, 海洋科学, v. 5, p. 59-65.

KIMURA, T. (1974) : Ancient margins of Japan. *The Geology of Continental Margins*, ed. BURK, C. A. and DRAKE, C. L., p. 817-829.

木村敏雄(1976) : 日本列島をめぐる地体構造と堆積盆, 石油技術協会誌, v. 41, p. 48-55.

KIMURA, T. and TOKUYAMA, A. (1971) : Geosynclinal prisms and tectonic in Japan. 地質学論集, no. 6, p. 9-20.

木村敏雄ほか(1975 a) : 蝦夷層群と空知層群との間の不整合とその意義, GDP 連絡紙, II-1-(1),

構造地質, no. 3, p. 29-38.

KIMURA, T. *et al* (1975 b) : Paleogeography and Earth movements of Japan in the Late Permian to Early Jurassic Sambosan stage. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, v. 19, p. 149-177.

小池敏夫ほか (1971) : 栃木県葛生付近の栃木層群産コノドントと衝上断層の発見. 地質雑, v. 77, p. 221-222.

小池敏夫ほか(1974) : 栃木県葛生地域の二畳系鍋山層と三畳系アド山層の不整合とその地史学的意義, 地質雑, v. 80, p. 293-306.

KOBAYASHI, T. (1941) : The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *J. Fac.Sci. Imp. Univ. Tokyo*, v. 5, p. 219-578.

小林貞一(1950) : 日本地方地質誌, 四国地方.

小林貞一(1951) : 日本地方地質誌, 総論.

松田時彦(1971) : 造山帯に関する最近の考え方, 日本鉱山地質学会, 特別号, no. 4, p. 17-31.

MATSUDA, T. and UYEDA, S. (1971) : On the Pacific type orogeny and its mode. *Toctonophysics*, v. 11, p. 5-27.

松本達郎, 岡田博有(1973) : エゾ地向斜の佐久層について, 九大理研報, 地質, v. 11, p. 275-309.

MATSUMOTO, T. and HIRATA, M. (1969) : A new ammonite from the Shimantogawa group of Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S. no. 76, p. 177-184.

MIYASHIRO, A. (1961) : Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.* v. 2, p. 277-311.

永井浩三(1967) : 四万十帯, 愛媛県の地質, 永井浩三ほか編, p. 59-60.

中川衷三(1972) : 四万十帯, 徳島県の地質, 中川衷三編, 徳島県, p. 67-71.

NAKAI, I. and HADA, S. (1966) : Discovery of Aptian ammonites from the Shimanto terrain, western Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S. no. 62, p. 242-250.

OKADA, H. (1974) : Migration of ancient arc-trench systems. *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Pal. and Min.*, Spec. Pub. no. 19, p. 311-320.

SHIBATA, K. *et al.* (1970) : Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Canadian J. Earth Sci.*, v. 7, p. 1383-1401.

東明省三(1958) : 徳島県の四万十帯より産出した化石. 地質雑, v. 64, p. 95-96.

鈴木尉之ほか (1974), 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について, 地質調査所報告, no. 250-2, p. 53-78.

TAKEUCHI, H. and UYEDA, S. (1965) : A possibility of present day regional metamorphism. *Tectonophysics.*, v. 2, p. 59-68.

棚部一成(1972) : 宇和島地方の白亜紀層, 地質雑, v. 78, p. 177-190.

豊原富士夫(1976) : 島根県日原地域の二畳—三畳系のデッケ群と構造発達, 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 148.

土隆一ほか(1973) : 静岡県地質図, 1 : 200,000.

上田誠也, 杉村新 (1973) : 世界の変動帯.

(1976年10月22日受理)

書評と紹介

D. SCHREIBER: Entwurf einer Klimateilung für landwirtschaftliche Belange (Bochumer Geographische Arbeiten, Sonderreihe Bd. 3). 20 Abb., 13 Karten, 1973 Paderborn (W. Germany) 103 S.

ある地域内の気候の地域的特性を総合的に把握するにあたつて，これまで最も多く用いられたのは，まず気候型を設定し，各気候型の分布を明らかにする，という手法である。しかし，気候をどのようなものとして把握するか，気候を分類し気候型を設定する上でどこに力点を置くのか，つまり気候分類の指標を如何に選ぶのかによつて，得られる結果に大きな差異が生ずるのは自明である。最も基本的な自然地域たる気候地域が，たとえば世界について，さまざまに設定されていることは周知のとおりである。

そのなかにあつて，農業気候に明るい著者が，農業的土地利用の基礎的条件という角度から気候をとらえ，気候型を設定し，それに基づいて，若干の地域について，気候地域を設けるに至つた研究報告が本書である。その中には，著者の見解，新らしい知見等がよく示されているので，ここにその大要を紹介することにした。

方法的にみると，著者の提唱する気候型の設定法，あるいは気候型の分布から気候地域を求めようとするその手法そのものは，格別新奇なものではない。気候分類の主対象を気温，降水量に求めているその手法は，著者も本書中に記しているとおり，Köppen（1918年およびそれ以降）と同類であり，またその展開でもある。しかし著者の着想で注目されるのは，作物の分布はもとより，生育，成熟，生産など，農業的土地利用の実態と最も関連が深い（と著者の考える）気候値が，その分類基準に採用されている点であろう。この著者の着想をどう評価するかによつて，著者の見解についての評価が分れると思われる。また著者は，分類に当つて，気候値をいくつかに階級区分し，設定された各階級に対して，0，1，2，‥‥，9等の数字をそれぞれ与え，それらの数字の組合わせによつて，複雑な気候特性の表現を試みるとともに，多数地点の気候資料について，電算処理の途を拓くことを目指している。

次に著者の手法を一覧してみる。著者はまず日照時間の長短を規定する気候因子として緯度を採り，3つの緯度帯（1～3）を設定する。

次いで気候要素として，最寒月平均気温（0～8の9階級に分ける），最暖月平均気温（1～5の5階級に分ける），乾湿の程度（1～5の5階級），降水量の年変化の型（0～9の10型を設定）を採り上げ，処理する。この中，気温の分類においては，著者はこれまで多くの人々によつて提唱されたいくつかの規準値をも採用するほかに，著者の構想する"土地利用と関連の深い気温値"が分類基準値に選ばれている（たとえば各種作物の分布，作物の生育状態などと関連して）。この2種類の気候値についての階級区分値の組合わせによつて，気温地域を設定するとともに，熱帯，暖温帯，冷温帯，寒温帯，亜寒帯，寒帯に総括を試みる。著者はその気温地域をアメリカ合衆国の東半部，フランス，西ドイツなどについて図示している。

乾燥・湿潤の分類についての所論は，この報告の中心をなす部分である。著者は，従来の手法の多くが標高に基づく気圧の逓減，あるいは気温差に基づく蒸発量の差異等をほとんど，若くは不十分にしか考慮に入れなかつたか，あるいは扱い方が不適切であつたとの指摘を行なうとともに，BAILEY (1958) の手法をさらに改め，極めて簡単な2次式を案出し，それに基づいて，乾燥，半乾燥（以上が乾燥気候），準湿潤，湿潤，過湿潤（以上が湿潤気候）を設定する。著者はこの成果を，前述したアメリカ合衆国東部，フランス，西ドイツの気温地域図上に重ねあわせて図示している。

次いで降水量の年変化に関連して，水文的季節を採用しつつ，年変化型，特に極大値の発現季節を基準とする分類を試みる。

最後に著者は，植物季節の長短を規定するものとして，月平均気温が特定の基準値（著者は5°C，10°Cを採る）を下廻わる月数，および乾燥月数を採り上げ，それらを何れも10階級（0～9）に

。ここで著者は乾燥月，湿潤月の設定に関
来の多くの手法を紹介，批判し，同化作
陽放射・地面放射との関連において日照時
れに既に述べた標高修正の，この２つを考
れた新しい計算式を案出し，これに基づい
月数の算出を試みている。
著者は付録として，世界では小麦，米に次
をあげているとうもろこしをとり上げ，そ
地域の多数地点の気候特性を上記方式によ
値化するとともに，とうもろこし生産主要
気候特性の概観をも試みている。
が本書の内容の大要である。気候と特に深
がある(と思われる)諸現象の分布に立脚点
気候分類に対する批判は別として，気温の
ついての著者の見解には多少の恣意性が認
るのではないか，との疑問が持たれる。し
燥，湿潤を，気温，降水量などから容易に
るためにこれまで提唱された多くの方法に
著者の提唱は十分検討に値する。本書の意
の点で十分評価されよう。(矢澤大二)

ONI, N. and GREEN, R. (edited): **t Crustal Movement (Developments in :tonics, 9)**, pp. 1-551, 1975, Elsevier ific Pub. Co., Amsterdam.

は古い地質時代における地殻変動の現象を
つたものではなく，現在における地殻変動
て各国からの論文を集録したものである。
の論文は1974年８月26日から31日にかけ，
のチューリッヒで開催された第５回，現在
する地殻変動に関する国際シンポジウム
M) において討論されたものである。執筆
てわが国からは国土地理院の藤田尚美氏ほ
わつているが，外国からは共同執筆者とし
り多数の方々がみられる。本書の editor
PAVONI と R. OREEN とで，N.PAVO-
チューリッヒ工科大学の教授，いつぽうR.
はオーストラリアの New England 大
授である。
に集録された論文の研究対象地域はヨーロ
アジア，アフリカ，北・南アメリカの諸大
るが，そのうち論文の多いのはヨーロッパ
及び北アメリカである。論文は全体で55篇で，551頁に及んでいる。これらのほとんどの論文には図，写真または表が載せられており，この種の図表類は記述の内容の理解を非常に助けている。

本書中の55篇の論文の内容を大別すると，1）測地学，2）地質学的，地形学的研究，3）地球物理学的研究，4）現場歪み観測・地殻歪み，5）地震構造運動・活断層，6）プレートテクトニクス・大陸移動に関するものとなつている。本書で比較的多くとりあげられているのは測地学や地質学的，地形学的研究の領域のもので，そのほか地球物理，地震構造運動，活断層についても少なくない。

測地学に関してはアメリカ，カナダ，ソ連，チェッコスロバキヤ等からの研究がみられるが，そのうちアメリカの研究者による新しい分野の活発な研究結果が目だつ。たとえばハワイ大学の Lunar Ranging Station で行なわれた，月面のレザー光線反射鏡からの光線を解析して大洋底のプレートの移動の測定等がとりあげられている。また他の研究者による超長距離基線干渉計 (VL-BI) にもとづく地球上の遠く離れた地点間の距離や世界時 (Universal time) 及び極運動 (Polar motion) の変化の精密な測定等の結果が掲載されている。

地質学的，地形学的研究にはアイスランドの水平的，垂直的地殻変動，南イタリーの地震と隆起との関係，バルチック楯状地における氷河期から現在に及ぶ地殻変動，ボヘミヤ山地やソ連の Carpathians における地殻変動，トルコにおける North Anatolian 断層の構造，カリフォルニヤの Van Normal Reservior の湖底の堆積異常やその他の研究が含まれている。評者にとって興味をひいた一つは Van Normal Reservior の湖底のシルト質堆積物の乱堆積から過去の地震現象の推論がなされたことで，この論文で取り扱つたような新しい，未凝固の堆積物の場合にはおそらく地震に併う堆積異常が堆積層中に記録として残るであろうこととおもわれる。このような研究から，わが国の新生界中の Tephra，たとえば南関東の O_7 や HKT やその他の中にみられる異常堆積についてただ形状ばかりではなく，成因的考察がも

つと要求されてよいだろうとおもわれる。

地球物理学的研究には興味ある論文が多く含まれている。たとえばソ連の NIKONOV 等による San Andreas 断層系の光弾性モデル実験の成果などがそれであり，これは現在のカリフォルニヤの Tectonic Stress と最大応用軸との関係やその他を説明している。

現場歪み観測・地殻歪み観測については，歪みの測定方法の基礎的課題が提唱されていると共に，中央ヨーロッパにおける大断層線にそう地塊運動とそれに関連する地殻の歪み，南西ドイツ地域，スイスの Sonnenberg トンネル，オーストリアの Hochkönig 山地，南アフリカの Johannesburg における歪みの観測結果のそれぞれの特性がとりあげられている。そのうち歪み測定の基本的問題としてスイスの GROB 等は，測定の結果に影響を与える誤差にいくつかのタイプがあり，そしてそれらは測定技術に関連していたり，あるいは使用される機械にも密接に関係していることを指摘し，歪み観測上の注意をうながしていることもみのがせない。

地震に伴う地殻変動に関してわが国から藤田尚美氏等により，根室半島沖地震によつて生じた北海道東部の地殻変動についての観測結果が，図5葉を含め要領よくまとめられ掲載されている。本論文では1973年6月17日の根室半島沖地震（M: 7.4）による地殻変動が近似的には太平洋プレートによる低角逆断層の結果として解釈できるが，しかし次のような問題も残るとしている。すなわち，1）北海道東部の地震による沈下地帯は，地震前にも沈下していたので，単純なプレートモデルでは説明できない。この沈下はいずれ隆起に転ずるであろうが，それが地震として弾性的に起るか，それとも非弾性的に起るかは不明であるとし，また2）この沈下地震には重力の減少が伴つたが，重力減少と沈下現象とを説明するには北海道東方部の上部マントル内で物質が移動した可能性があると，興味ある意見を主張している。

地震構造運動や活断層に関する内容のものとして，アラスカの活断層，San Fernando 地震に先行し，ないしこれに伴う地殻の垂直運動，Wasatch 断層の活構造運動，ベネズエラの Boconó 断層の構造運動，中央アジアの地震構造運動等がとりあげられている。そのうち BROGAN 等はアラスカの624,000km² の広域に発達する24の断層について観察し，南部アラスカの活断層のある一部のものとして Patton 湾と Hanning 湾に Reverse-Slip 断層が認められ，それは1964年に活動したこと，またその他の活断層についても特徴や活動年代等を論じている。

プレートテクトニクス・大陸移動に関するものとして，アラスカのプレートテクトニクスの新資料，大洋底の移動と熱流量，ヨーロッパ大陸の移動についての論説，SHARMA と ATHAVALE とによるグリーンランドの新生代大陸移動，その他が掲載されている。SHARMA と ATHAVALE によるとグリーンランドの Disro 島における初期第三紀の玄武岩の古磁気を調べた結果，当時の極は67.5°N，165°W であつたとしている。そしてこの極は同時代と考えられるカナダの Baffian 島の溶岩から測定されたその当時の極の位置とは非常に異なつていることから，グリーンランドとカナダとが6500万年前から分離したことを示すという。

以上は本書の概要と評者なりの関心をよせた事項についてふれたが，本書は世界各地の Recent Crustal Movement に関する調査・研究の最近の動向を知るうえに好都合で，アメリカやヨーロッパやその他諸国での新しい研究方向がどのようなものであるかを一応，理解することができよう。ただおのおのの課題についての詳しい内容については本書だけからでは知ることができないので，一層詳細な内容を要望する際には当然執筆者に直接に問いただすことが是非とも必要となるであろうとおもわれる。　（前田四郎）

学会消息記事

第23回国際地理学会議(I.G.C.) 1976年7月27日より8月3日まで，ソヴィエト連邦モスクワのモスクワ大学を主会場として開催された。68ケ国よりの登録会員は3622人（うちソ連国内1454人，日本124人）であつたが，実際の参加者は3000人弱とみられる。本会議（I.G.U. 第14回総会），委員会のほか，地形学・古地理学，気候・水文・氷河学，海洋地理，生物・土壌地理，自然地理，経済地理，人口地理，地誌，歴史地理，地理教育の10部会と「地理学者の国際共同研究」などをテーマとした総合シンポジウム5つが開かれた。本会議に先立つ1～2週間，ソ連各地において「人間と環境」など夫々テーマをもつたフィールドシンポジウム30が開催され，会議後の1～2週間，中央アジア，カレリアなどを含め，14のエキスカーションがもたれた。なお，1980年次回第24回会議は東京で開催され，日本が主催国となることがきまつた。（式　正英）

第8回国際地図学会議(I.C.C.) 上記の I.G.C. に引きつづき，同じモスクワ大学で8月3日から10日まで開催された。参加者は，約500人（日本からは21人）であつた。会議では，教育用地図，環境保護のための地図作成，リモートセンシングによる主題図作成，科学研究のための地図利用，世界小縮尺主題図シリーズ作成の国際協力，ソ連における地図の発達の各テーマのもとに，発表が行われた。会期中に開かれた第5回 I.C.A. 総会で，1980年の第10回 I.C.C. と第6回 I.C.A. 総会を，I.G.C.と同様，日本で開催することが決まつた。また，地図・文献・器材等の展示会が，大学の内外4カ所に分かれて開催されたほか，会議後は3方面へのポストコンファレンスツァーが行われた。（五条英司）

第25回万国地質学会議 (International Geological Congress: I G C)

1878年にパリで第1回会議が開かれて以来1976年のシドニーで第25回を迎えた。第一次世界大戦の影響を受けた他は原則として4年毎に開催される地質学界最大の国際会議である。その規模も年々増大し，第1回の310名から今はその10倍をこえる人々の集う会議となつた。反面，経費や運営上の困難も出はじめ，モントリオール (1972) をピークに節約のムードが生まれている。次回は100年記念で三たびパリで開かれることが決まつているが，その次を是非日本でという声が諸外国の間に強い。シドニー会議には，わが国から八木健三(主席)，池辺展生，黒田吉益，小林勇，立見辰雄，浜田隆士，森本信男の7名が代表団を構成し，合計61名もの参加者があつてこれまでの最高を記録した。今，国内では1984年日本開催の可能性を探るため，地質学研究連絡委員会が活動をはじめている。（浜田隆士）

第1回太平洋地域新第三系国際会議

1976年5月17日より21日まで，日本学術会議・日本地質学会により東京六本木の日本学術会議で開催され，IUGS および IGCP からも関係者が出席し，21ケ国が参加し，海外より約80名，国内より約180名が出席した。本会議は池辺展生が組織委員長をつとめた。本会議の前後には男鹿半島，房総半島，掛川地域，大阪南部の地質巡検があり，本会議の第1～2日には全体会議が行なわれ，太平洋地域の新第三系の主要発達地域の年代層位学に関する報告がなされた。第3～5日には分科会が行なわれ，微化石層位，貝化石等大型化石，哺乳動物化石，植物化石，放射性年代および古地磁気層位，新第三系・第四系境界問題，太平洋域の古環境，テクトニクスおよび火山層位，堆積および地下資源のテーマの下に48論文が発表された。最終日には，第2回は1979年または1980年にソ連あるいはニュージーランドで開催されることが公表された。（神戸信和）

第3次国連海洋法会議第5会期

1976年8月2日から9月17日まで，ニューヨークの国連本部で開催された標記会議には150ケ国が参加した。わが国からは外務省の藤崎万里大使を主席代表とする50名の代表団が派遣された。国連海洋法会議は1958年の第1次，1960年の第2次（いずれもジュネーブで開催）と行なわれて，領海の幅に関する規定はないが，いわゆるジュネ

ープ四条約が海の秩序を支えてきた。第３次の海洋法会議は，近年展開されつつある深海底鉱物資源開発への動きや増大する発展途上国の海洋資源管轄権の主張を背景として，1973年から開催されている。第５会期では，第４会期末に作成された非公式単一交渉草案改訂版（原案は第３会期末に作成）に基づき，深海海底開発，領海，国際海峡，排他的経済水域，大陸棚，群島，海洋汚染防止，科学調査，技術移転及びその他の問題について，実質的な交渉が展開されたがまとまらず，明年に持ちこされた。（中尾征三）

Vol. 85, No. 5

松本達郎：第13回太平洋学術会議の報告

正　誤　表

ページ	行	誤	正
44	右，下より 9	····(1)—(7)····	····(1)—(10)····
45	右 3	）を設計，····	）を設け，····
	右 6，7	FRAKEL	FRANKEL
	右，下より 9	(J. A. R. MITES)	(J. A. R. MILES)
46	左 1	Otto FRANEL	Otto FRANKEL
	左 24	未　定	森（京大）
	左，下より 8	未　定	山里　清（琉球大学）
47	左 15	④陸地資源	④土地資源
49	右 3	コロキクムム	コロキウム
51	左，下より 14	····，塩米良	····勘米良····
	右 20	····関係を会式の····	····関係を正式の
	右 27	含む系を含まない····	含む系と含まない····

地学雑誌 第817号　昭和52年2月20日印刷
昭和52年2月25日発行

編集兼発行者　矢沢　大二

発行所　社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号 102
電話 東京 (261)0809番
振替口座 東京 66278番

印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎 3-12-15

東京地学協会取扱い出版物

（▲印新刊）

$\frac{1}{5万}$ 地質図説明書付き（除△印）

各 460円 〒 400円

上松　今治西部　伊予三崎　岩館　渡島小島　飫肥　蟹田　串本　小清水　小泊　垂水　妻籠　都井岬　西方　八丈島　春立　東茂住　幌加内　本岐　神子元島　三日市　焼尻島　湯本　吉野山

各 600円 〒 400円

赤穂　阿寒湖　秋葉山　足尾　厚田　阿仁合　網走　荒島岳　飯田　伊万里　岩内

羽前金山　宇部　宇部東部　内の浦　襟裳岬　遠別　大江山　大垣　大迫　大畑　近江長浜　大村　奥津　鬼鹿　尾花沢　小浜　雄冬　渡島大島　大屋市場　海南　蠣ノ浦　加子母　金木　加治木　鹿屋　釜石　上里　上猿払　唐津　冠島　霧島山　北見　鞍岡　草津

甲府　小口瀬戸　国分　国領　昆布森　佐用　猿留　塩尻　志布志　城端　周匝　須坂　諏訪　川内　▲男女群島　鷹巣　田沢湖　但馬竹田　達布　田並　太良鉱山　丹後由良　近川　智頭　津山東部　月形　土淵　都農　徳舜瞥　当別　動木　苫前

富高　富山　那智　男体山　仁位　西徳富　沼田　根雨　鋸崎　羽島　初浦　羽幌　浜益　美幌　燧岳　肥前高島付野母崎　日奈久　日向青島　平戸　弘前　肥前江ノ島　人首　深浦　船津　幌泉　母衣月　三島　三田井　三厩　森吉山　門別

焼石岳　米子　呼子　陸中野田　留萌　涌谷　若柳

各 890円 〒 450円

五所川原　田老　妹背牛　△横田　▲脇野沢

850円 〒400円　山形市北部地質図

各 1,390円 〒 450円

磯浜　岩沼　魚津　臼杵　川尻　金華山　熊石　久遠　五城目　竹貫　▲鶴居　那珂湊　野尻　彦根東部　陸奥川内　米内沢

各 1,510円 〒 450円

羽後和田　大樹　飛騨古川　舘

各 2,390円 〒 450円

蓼科山　浜松

各 〒 450円

芦辺・勝本・郷ノ浦 〃 600円
大槌・霞露岳 〃 600円

大間・佐井 1組 600円

阿田和・新宮 1組 890円
伊予高山・八幡浜 〃 890円
掛塚・見付 〃 890円

$\frac{1}{7万5千}$ 地質図

説明書付き
各 620円 〒 400円

鬼首　高松　徳島　勿来

1/50万地質図 〒300

東京	890
八丈島	500
奄美大島	500
金沢	1,280
岡山	1,280
▲福岡	1,950

東京地学協会取扱い出版物

地質調査所報告

号	各 — 500円	定価 円
156	地震探鉱反射法の研究	300
160	兵庫県西播地域工業水源地域調査報告	470
161	山形市付近の天然ガス地化学調査報告	500
162	秋田県小坂鉱山の母岩の変質	450
164	火薬爆発によって生ずる雑振動および反射波の実験的研究	450
165	北海道のチタン資源	550
168	宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書	450
184	弾性波パルスの伝播に関する研究	400
185	上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地	460
186	八幡油田鹹水の地球化学	620
188	地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について	400
189	青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について	350
191	琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究	1,000
193	北海道釧路地域の炭田ガスについて	470
194	天草下島教良木層産始新世有孔虫類	470
200	本邦クロム鉱床の成因的研究	580
220	北海道の鉄資源	550
221	北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床	470
226	イラン国北西部のアングラン鉱山	430
235	北西九州古第三紀砂岩中のジルコン—ざくろ石—電気石比がもつ地質学的意義	500
248	西南日本内帯の"夜久野複合岩体"中の変はんれい岩とその関連岩類	700
252	草津—万座地熱地域の地質学的リモートセンシング	1,200
254	爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究	950
特別号	(C) ゲルマニウム資源について	330
特別号	(5) 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造	1,050

地質調査所月報　毎月発行，(昭，52年)
1ケ年予約購読料　15,600円(前納)
注，臨時に附図等が刊行された場合は代金をいただきます　正会員割引無し)

東京地学協会発行(正会員は定価の1割引)
保柳睦美
日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録(1935—1950)　200　〒350

第11回太平洋学術会議組織委員会編集
Japan Guide Book for the Congress Tours
頒布価格1部　700円　〒 400
(正会員は定価の1割引)

斉藤報恩会発行
増田孝一・野田　浩
日本の第三紀及第四紀　1950—1974

軟体動物のチックリスト	定価 9,000円	〒	都内 550 第一地帯 670 第二 〃 770 第三 〃 870

(正会員の割引無し)

備考　(地質調査所刊行物は正会員一割引)
ご注文の代金(送料含め)は前金で頂きます。
〒102　東京都千代田区二番町 12—2
社団法人・東京地学協会
御送金先　下記何れか宛にお願いいたします。
振　替　口　座—東京—0—66278
第一勧業銀行麹町支店(普)　—1404044
三菱銀行麹町支店(普)　—4048103

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 86, No. 2 (818), 1977

目　次

論説・報告

徳永重元・大島秀明・伊藤良永：花粉層序学の現状と問題点……（ 1 ）
本座栄一・加賀美英雄：マリアナ海溝におけるオフィオライトをともなつたアクリーション……（ 8 ）
松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚：関東平野とその周辺の活断層と主要な構造性線状地形について……（ 20 ）

短報・資料

小泉武栄：山地における地形分類の最近の動向と課題……（ 38 ）
小林貞一：朝鮮地史の今昔(前篇)……（ 49 ）

書評と紹介

Josef SCHMITHÜSEN (herausg.)： Atlas zur Biogeographie（矢沢大二）……（ 63 ）
H. H. BLOTEVOGEL u. H. HEINEBERG： Bibliographie zum Geographiestudium. Teil 1, Teil 2.（矢沢大二）……（ 64 ）

協会記事：……（ 66 ）

口　絵：堆積構造（長浜春夫）

CONTENTS

Recent Status and Problems of Pollen Stratigraphy
……Shigemoto TOKUNAGA, Hideaki OSHIMA and Yoshinaga ITO (1)
A Possible Accretion accompanied by Ophiolite in the Mariana Trench ……Eiichi HONZA and Hideo KAGAMI (8)
Active Faults and Principal Tectonical Lineaments in Kanto Plain and its Surrounding Area
……Hiroyuki MATSUDA, Seiichi HATANO and Yoshihisa HOSHINO (20)
Recent Trend and Problems of the Classification of Mountain Landforms ……Takeei KOIZUMI (38)
Our Knowledge from Past to Present on the Geological History of Korea, Part One ……Teiichi KOBAYASHI (49)

Book Reviews and Society's News

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

東京地学協会取扱い出版物 （▲印新刊）

各 〒 400円

1/200万	日本地質図	1,560
1/200万	日本変成相図	700
1/200万	日本の火山	1,490
1/200万	日本炭田図	890
1/200万	日本鉱床生成図(14)	720
1/200万	日本鉱床生成図(15)	940
1/ 20万	中部地方領家帯	2,100
1/ 50万	後期新生代地質構造図東京	1,280
1/ 50万	地質構造図秋田	1,090
1/2万5千	佐世保北部	1,090
1/2万5千	生駒山地西麓部	830
1/2万5千	鬼　首	830
1/ 10万	石狩沖積低地	1,240
1/ 50万	第四紀地殻変動図近畿	1,580
1/200万	日本油田ガス田分布図	1,150
1/200万	粘土鉱床分布図	1,370
1/ 10万	東京湾周辺地域の地質	2,500
1/500万	An Outline of the Geology of Japan	1,030
1/ 5万	阿寺断層周辺地域の地質構造図	2,520
1/200万	{日本温泉分布図 / 日本温泉鉱泉一覧}組	2,210 〒450
1/200万	絶対年代図(16-1)花崗岩	650
▲1/200万	絶対年代図(16-2)変成岩	900
1/ 20万	海洋地質図Ⅰ，佃島周辺海域海底地質図	1,850
1/ 20万	海洋地質図Ⅱ，対馬五島海域表層地質図	1,350
1/ 20万	海洋地質図Ⅲ，相模灘及付近海底地質図	1,840
1/ 20万	海洋地質図Ⅳ，相模灘及付近表層堆積図	1,630
▲1/ 20万	海洋地質図Ⅴ，紀伊水道南方海底地質図	1,700
▲1/ 20万	海洋地質図Ⅵ，紀伊水道南方表層堆積図	1,280
▲1/100万	海洋地質図Ⅶ，琉球島弧周辺広域海底地質図	3,610

日本油田ガス田図(Ⅰ)	青　山　奥	820
日本油田ガス田図(Ⅱ)	横　浜	820
日本油田ガス田図(Ⅲ)	横　須　賀	820
日本油田ガス田図(Ⅶ)	魚　沼	3,410
		750
日本油田ガス田図(Ⅷ)	本　荘	1,510
日本油田ガス田図(Ⅸ)	七　谷	820
日本油田ガス田図(Ⅹ)	茂　原	2,140
日本油田ガス田図(Ⅺ)	佐　渡	1,510

	640
▲地質図幅目録図昭，52年版	200

各 〒 450円

日本水理地質図(Ⅰ)	木曽川左岸・矢作川・豊川流域	840
日本水理地質図(Ⅳ)	山梨県釜無川および笛吹川流域	650
日本水理地質図(Ⅴ)	香東川・土器川・財田川流域	650
日本水理地質図(Ⅵ)	愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域	650
日本水理地質図(Ⅶ)	千葉西部	650
日本水理地質図(Ⅷ)	奈良県大和川流域	650
日本水理地質図(Ⅺ)	長野県松本盆地	650
日本水理地質図(Ⅻ)	兵庫県南西部	840
日本水理地質図(XⅢ)	佐賀・福岡県筑後川中流域	840
日本水理地質図(XⅤ)	都城盆地	840
日本水理地質図(XⅥ)	仙台湾臨海地域	840
日本水理地質図(XⅦ)	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	840
日本水理地質図(XⅧ)	福岡・大分山国川および駅館川流域	840
日本水理地質図(XⅨ)	熊本県白川および黒川流域	840
日本水理地質図(XX)	鳥取県日野川流域	840
日本水理地質図(XⅪ)	福岡県矢部川中流域	840
日本水理地質図(XⅫ)	山梨・長野県釜無川上流域	1,110
日本水理地質図(XXⅢ)	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,390
日本水理地質図(XXⅣ)	長野県千曲川中流域	1,390
日本水理地質図(XXⅤ)	島原半島	1,630

空中磁気図(Ⅰ)	酒田-村上-弥彦-糸魚川海域	1,030
空中磁気図(Ⅱ)	稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域	1,030
空中磁気図(Ⅷ．Ⅸ．Ⅹ)	厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域	1,030
空中磁気図(Ⅺ．Ⅻ)	輪島-福井-陸奥-尻屋崎-八戸-宮古-気仙沼-花巻海域	1,280
▲空中磁気図(XⅢ)	福井-豊岡-隠岐海域	590
▲空中磁気図(XⅣ．XⅤ．XⅥ)	豊橋-尾鷲-串本-紀伊水道-室戸-足摺-延岡-宮崎-日南-佐多岬海域	1,550
▲空中磁気図(XⅦ，XⅧ)	天北-十勝地域	590

日本地質図索引図(Ⅰ)	日本東部	3,160
日本地質図索引図(Ⅱ)	日本西部	3,700

各 〒 400円

北海道金属・非金属鉱床総覧	Ⅰ	610
北海道金属・非金属鉱床総覧	Ⅱ	590
北海道金属・非金属鉱床総覧	Ⅲ	560
北海道金属・非金属鉱床総覧	Ⅳ	1,490

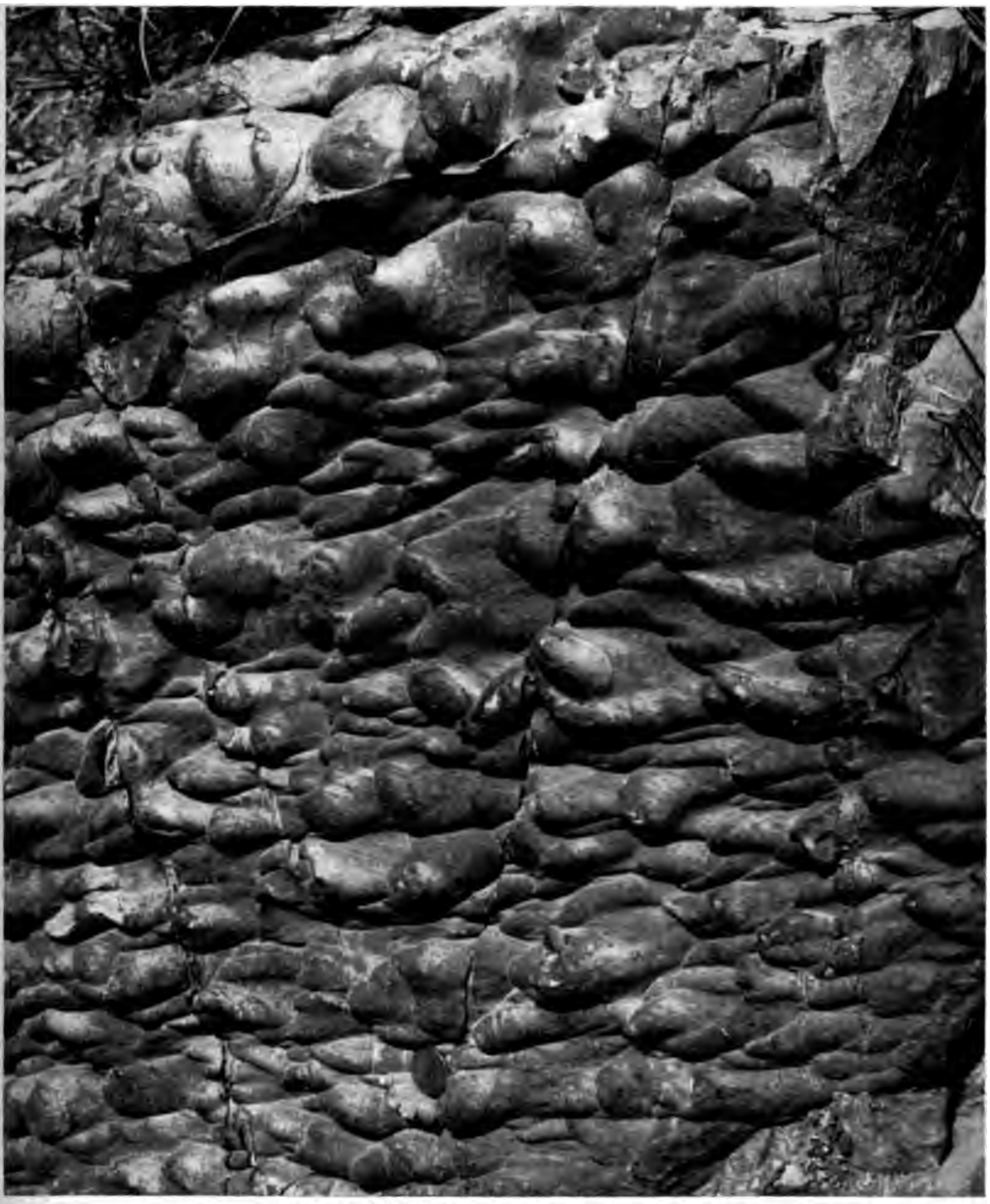


写真 1　日南亜層群にみられるフルート・キャスト

堆 積 構 造

写真１は堆積構造の１種のうちのフルート・キャストと呼ばれるものである。これは砂岩・泥岩互層の砂層の下底面にできた流痕である。これは水流が砂を運搬したときに，下底の泥をえぐりとり，そのために凹みが生じ，その凹みを砂がうめた跡である。形や大きさに多少の差はあつても，平面的には長く伸びた楕円状で，上流側には丸く閉じ，下流側には開いている。立体的にはキャストの上流側の末端近くが急に盛り上り，その頂点から下流側に向つてしだいに低くなり，ついに層理面にうつりかわる。

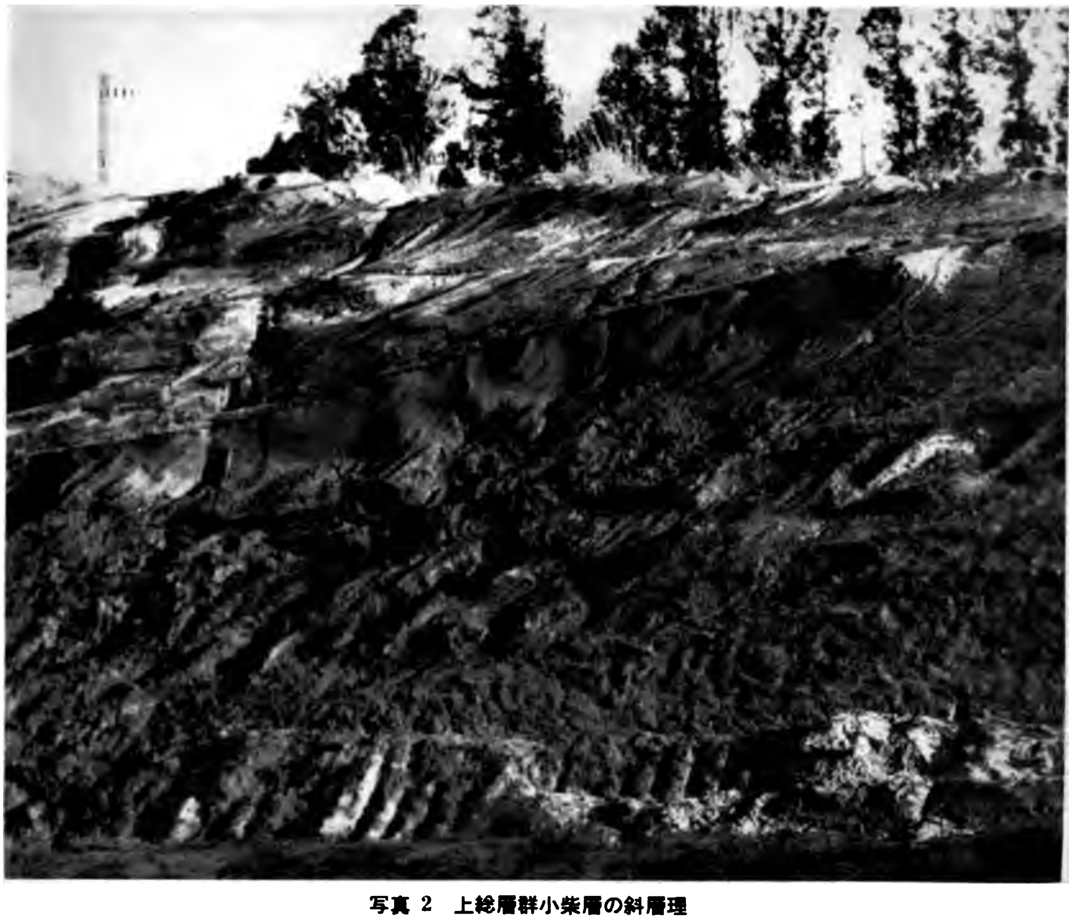


写真 2　上総層群小柴層の斜層理

したがつてこの写真の場合は，水は左から右へ向つて流れたことがわかる。これは写真のように密集することもあれば，また数少なく散在することもある。

この写真は宮崎県日南市大堂津駅北東方向約 1,500m 猪崎半島燈台下海岸一帯の露頭で多数みられる。

地層は日南亜層群の上位の滝ケ平山層（漸新—中新世）

写真2は砂岩単層内部にみられる堆積構造の一種で，斜層理と呼ばれるものである。日本では，古くから一般に偽層（斜交層理）と呼ばれ，とくに親しまれてきた。写真のような見事な斜層理は少なく，初心者にとつては野外において主層理と斜層理とを区別することはむづかしいことが多い。

偽層という文字そのものから受ける印象が適切でないと思われるので，1963年筆者により斜層理と呼び改められた。

斜層理とは『一般の主層理面（主要堆積面）に対して，ある角度をなした層（Stratum）が集合して作る堆積構造』をいい，このことから主層理面に対して『斜に堆積している』という状態を重視して名づけた。斜層理の分類は色々あるが筆者は形態的にみて，平面型・谷型および峯型の3つに分類しているが，最も多く出現するのは写真2のような平面型である。

写真は横浜市日野町臼杵の露頭でみられる。

地層は上総層群小柴層（更新世最下部）

以上のソール・マークや斜層理などの堆積構造を研究することにより，砂岩単層堆積時における物質の供給方向・流れの強さなどの環境条件の推定に多いに有効で，とくに，最近日本においても外国と同様古地理復元の一手段として盛んに研究がなされている。　（長浜春夫）

地学雑誌 86, 2 (1977)

花粉層序学の現状と問題点

徳永重元* 大島秀明* 伊藤良永*

Recent status and problems of pollen stratigraphy

Shigemoto TOKUNAGA, Hideaki OSHIMA and Yoshinaga ITO

Abstract

The pollen stratigraphy is a part of paleopalynology. The pollen stratigraphy of Tertiary, Quaternary and Mesozoic are not yet completed in Japan.

The oldest fossil spores have been found from the Permian of Kyoto prefecture. The good pollen assemblages have been found over lower Cretaceous, but well preserved Cretaceous specimens is limited to the Hokkaido and northern areas of Tohoku district.

The many Tertiary pollen and spore assemblages have been found from many places through Japan.

In the beginning of pollen analysis in Japan, analysis of lignite and coal was commenced, but now the good samples for analysis are clay, silt and others.

The valuable fossil pollen and spores for correlation are the warm-temperate flora in the northern part of Japan and the cool-temperate species is important in the southern part of Japan.

In the Okinawa-Taiwan area, the pollen of southern conifer, for example *Dacrydium* and *Phyllocladus*, are important for palynological correlation, and also in the south-east Asia, *Rhizophora* and *Sonneratia* are remarkable.

The problems in the palynological correlation are the recognition of derived fossils and the mechanism of transportation of pollen and spore.

まえがき

地層中の花粉・胞子化石を対象とする研究は一般に花粉学（palynology）の中での一分野である，古花粉学（paleopalynology）に含まれるが，さらにこの研究を用いて，地質層序や時代の解明を行なうことを花粉層序学（pollen stratigraphy）という。

花粉を対象とする研究分野は広く，医学・生物学・地質学・農学等にわたっているので，最近では次第に現生植物の花粉のことを扱う分野と化石花粉を扱うものとがわかれ，それぞれ討議や集会をもつ傾向が生れて来ている。

しかしながら我国では，いわゆる花粉学全般を研究の対象とする人は少く，それぞれの専門分野の中で花粉をテーマとしているといった状況である。地質学の分野における，花粉・胞子化石群による層序研究は，まだ完成しているわけではなく，他の微化石とくに有孔虫化石にみられるような永年の生層序区分ほど資料が蓄積してはいない。

* 日本肥糧株式会社地質調査室，Nihon Hiryo Co. Geological Division

しかし一般的に他の動物化石が乏しいような淡水成層にもこれらが見出され，海成・陸成をとわず化石が入りうるため有用視されて来ている。

従って我国における花粉層序研究の現状と当面する問題の2，3をあげて，その発展の一面を描くことにする。

I. 化石産出時代の範囲

我国における最近までの研究によると，最も古い化石は，京都府下の二畳系から見出されたもので *Araucariacites, Reticulatasporites, Florinites Tasmanites* など裸子植物の祖先型と胞子である。しかし植物葉化石では高知県下や岩手県鳶ケ森などデボン紀のものが知られている。微植物化石は古生代に藻類以外はとぼしく日本列島の古地理図で明らかなように，海成層が圧倒的に多いので胞子・花粉をもたらすような陸生植物の繁茂が限定されていたことに原因があるかもしれない。

今後も古生代の地層より胞子化石など発見される可能性はあるが，海外におけるような多量かつ保存良好のものは多く期待しえないのではないか。

中生代に至ると，我国でも植物化石葉の産地として三畳紀の大嶺，津布田，ジュラ紀の手取，小滝等が有名である。これらの地域の岩石中からは未だ良好な微化石の産出は報告されていない。この点については，未だ充分な花粉分析が行なわれていない点もあるが，やはりこれらをもたらす母植物の群集が大きくなかった点と岩相からする推定では一部流され拡散されてしまったのではないかと思われる。

白亜紀に入ると初めて花粉・胞子群の内容が多彩となってくる。例えば Aptian のものは岩手県宮古から，上部の Senonian～Maastrichtian のものは，福島県双葉，岩手県久慈，さらに北海道中央脊梁山地，東部等から豊富な化石群が産出し，汎世界的な立場からも他の地域との対比が可能である。

第三紀に入れば，花粉・胞子化石群は多くの地層からえられるが，以前は研究の対象は古第三紀の夾炭層からはじめられた。その後炭田地域の海成層の分析に進んだが，大半は炭層のみの分析が主眼となっていた。

その後の検討によると，これらの研究は炭層の花粉学的対比を目的としたため，互に相似た堆積環境の古植生を比較した感があって時代の近接した炭層間では，必ずしもその地層を代表するような結論はえられず，明瞭な差はえられなかったように思われる。

新第三系については，第四紀の泥炭層の花粉分析から発展した研究がすすみ，現在では各地の堆積盆地，とくに北海道中軸部，本州の仙台平野，関東平野，房総の一部，大阪平野，山陰，新潟平野等々において花粉層序が発表されている。

以上から明らかなように，我国の花粉層序確立の可能範囲は，地質時代的には中生代後期以降，白亜系では関東以北のものに限られている。

大陸において二畳系・三畳系・ジュラ系などが花粉層序研究の好適な対象であるに比べ，これは大いに異なる点である。従って我国を中心とする地域において，白亜紀より以降の時代のものについて，詳しく研究されることが期待される。これはまた東南アジアの燃料資源の探査にも大いに役立つことになろう。これと共に同地域の古植生の地域的・地質時代的変化が明らかとなり，後述のような興味ある事実がわかりかけて来ている。

II. 分析試料の多様化

花粉分析については，ここ10年来研究の結果，対象試料が非常に多種となり技術的にも高度のものとなって来ている。

前述のようにかねてから花粉・胞子化石が最も多く含まれていると考えられる炭質物堆積岩—泥炭・亜炭・石炭—などは分析の好対象であったが，最近ではむしろ岩石試料—泥岩・頁岩・粘土等—がよいとい

第1表　化石産出層準

公表された主なもののみ。全部を含まず。

代	紀	世	沖縄	九州	本州	北海道
新生代	第四紀			有明海	大阪 群馬 房総 東京	十勝 野幌
	第三紀	鮮新世	沖縄本島		能登 秋田 最上（山形） 仙台平野	十勝・羽幌
		中新世	西表島	佐世保	美濃 山陰 秋田 仙台平野	天北 天塩
		漸新世		唐津，油谷湾 崎戸—松島 筑豊	常磐	釧路
		始新世		高島 三池	宇部	石狩
中生代	白亜紀				大洗（茨城），久慈（岩手） 双葉（福島） 銚子（千葉） 宮古（岩手）	石狩・西別 遠別・天北
	ジュラ～三畳紀					
古生代	二畳紀				和束（京都）	

うことが判明している。

その理由としてあげられることは，前記の炭質堆積物中石炭化の変質をうけたものでは含まれている化石が若干保存がよくないものもあり，また分析のために硝酸などの強酸を作用させるため化石自体に損傷があることなどである。

さらに礫岩の matrix である泥，細砂岩中の泥などにも化石は含まれていて，礫岩・砂岩なども分析の対象となつている。

ただ sorting のよい珪砂のごときもの，あるいはロームなどの風化生成物などは，化石の保存がよくない。

たとえ肉眼で岩相中に植物遺体がみられなくても充分研究には差支えない。海底からの数 gr の岩片にも化石が豊富に含まれていることがあり，ほとんどすべての岩石（堆積岩）が研究の対象となりえている。

試錐調査におけるコアーの花粉分析は最も好適で，むしろ地表試料よりも好結果をえることが多い。最近における油田の試錐が堆積盆地の marginal facies で行なわれることが多いので，岩相は陸成・海成の互層が多く海棲微化石の産出が断続的であっても，花粉・胞子化石群はほぼ連続してえられる利点がある。

III. 層序決定に有用な化石群

日本列島は現在北緯25～45°の範囲に位置しその結果植生の差も南北において顕著である。

地質時代とくに新生代における古気候の変化は，葉化石の産出状況からの考察が行われている。

一般的に云って古第三紀は全般的に温暖で新第三紀では温暖，新第三紀では中新世中期の温暖，鮮新世の冷温化などがしられている。

微植物化石とくに花粉・胞子群による古気候推定も，当然母植物群の反映として捉えられるから前述の結果と一致するはずであるが，多くの地域で微視的に扱うためさらに細かい変化が示されている。

例えば針葉樹では大形・小形化石の産出状況が互にことなり，花粉では生産量多く保存もまた良好であるためよく認められる。他方大形では毬果の他針葉がのこりうる場合は少ない。広葉樹の化石葉は形態の保存がよく多くの化石種が記載されているが花粉の場合は属単位の区別は容易であっても種間の区別は葉化石のそれとは対比しえず差異を生ずる。従って両者の構成は必ずしも一致しない。

新第三系中の花粉群では一般に *Liquidambar*（写真１）-*Nyssa*-*Carya*（写真２）など温暖環境を示すものの消長が注目され，一方落葉広葉樹類の *Betula*（カバノキ），*Fagus*（ブナ），*Ulmus*（ニレ），*Zelkova*（ケヤキ）などの消長変化が，針葉樹の増減と共に，古気候の冷温化として注目される。



写真 1　Liquidambar



写真 2　Carya

これと共に *Tilia*（シナノキ），*Podocarpus*（マキ），*Castanopsis*（クリカシ）の量的変化，*Picea*（トウヒ），*Larix*（カラマツ）の存在などがさらに暖寒の変化の marker として考慮されている。

しかし第三紀間，各時代でこのような気候変化が，日本列島に各々一様であったかと云えば，花粉分析的にこれをみるとき可成地域的変化が認められる。

例えば古第三紀時代，現在の北海道の地層と九州の同時代地層中の針葉樹花粉構成を比較すると相当の差がある。たしかに近い地域内の試料間の花粉層序は花粉図表を作り比較することにより欠層すら明らかにすることができるが，遠隔地の試料相互では地域的花粉構成変化の比較を背景として対比しなければならないだろう。

北海道および九州東部までにおける新第三系の分析では *Picea*, *Abies* など冷期を示すものの構成変化と共に，一方では温暖性植生を示す前述の *Liquidambar*-*Carya*-*Nyssa* などの産出層準が注目されている。

しかし九州に至ると温暖植生の花粉は各層に普遍的にみられるようになり，加うるに，*Ephedra*（マオ

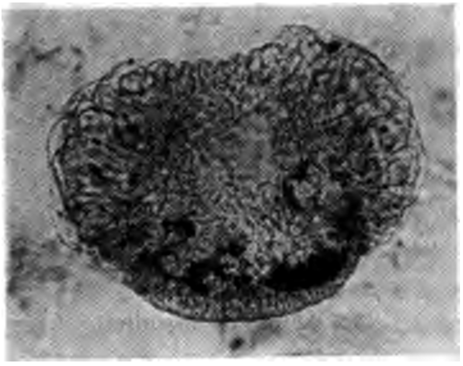


写真 3 Dacrydium



写真 4 Florschuetzia



写真 5 Rhizophora



写真 6 Aquilapollenites

ウ）など亜熱帯性植物の花粉も散見するようになる。このような場合，針葉樹および落葉広葉樹の消長が重要となる。

さらに若干南方に至ると，これに加うるに *Phyllocladus*, *Dacrydium*（写真3）など南方系針葉樹類の混入があり *Prodocarpus*（マキ）などと共に，層序決定の手掛りとなってくる。

東南アジア方面における新第三系は，中新世以降，熱帯または亜熱帯性植生を中心とする花粉群によって代表されている。鮮新世においてもこの傾向には変化は少い。

そのため花粉層序区分を立てるためには，全般的に産出し，時代と共に種に変化のある *Florschuetzia*（ハマザクロの類）（写真4）や *Zonocostites*=*Rhizophora*（ヒルギの類）（写真5）が有用となってこれらすべてマングローブ湿地帯の植生を主体としていることも特質である。

このように同時代であっても，現在の日本列島を南へはなれるに従い，全般の植生構成は漸次亜熱帯より熱帯へと変化し，これは中新世〜鮮新世において認められることである。

従って花粉層序の対比は，その試料の地域的特性によってそれぞれ考察を変化させてゆく必要があろう。

時代の古い，白亜紀の資料は北海道から関東地方まで多い。その中から汎世界的に有名な *Aquilapol-*

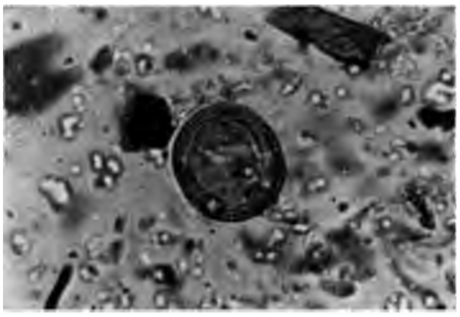


写真 7 Classopollis

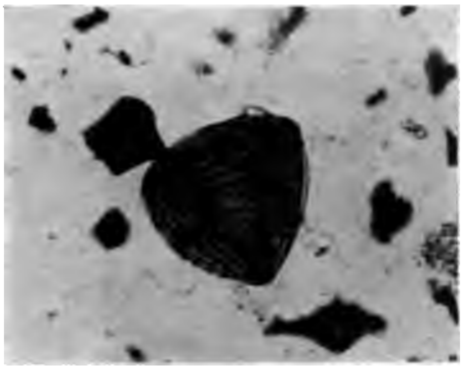


写真 8 Cicatricosisporites

lenites（写真6），*Classopollis*（写真7），*Cicatricosisporites*（写真8）などが見られ，沿海州やアラスカの同時代のものとの対比が可能となっている。*Aquilapollenites* は岩手県久慈以南には，ほとんど見られず当時の分布の南限をここに示しているといえよう。

花粉学的にみて Paleocene の存在は，未だ我国では確かめられていないが，樺太地域ではソ連の学者によって認められている。今後の問題として興味ある点である。

IV. 層序決定における問題点 2，3

前述の花粉層序を立てる上で，解釈上問題となるのは，二次化石（derived fossil）である。すなわち古期化石の混入現象であり，その他化石の変質などである。

二次化石は堆積時，下位層の削剥によって上位地層中に化石が混入されたもので，これが著しく時代の異なった2層間では，とくに顕著に認められる。北海道における新第三系中に白亜紀の化石である *Aquilapollenites* などが認められている例などがある。

しかし時代を接している地層間における境界を花粉学的に求める場合，しばしば問題となって来ている。

例えば裏日本の第三系・第四系におけるように，第四系"洪積統"中にも相当量の *Carya*, *Liquidambar* がみられ，沖積層中にさえこれがみられる事例などあり，時代の境界決定における論争を起している。"洪積層"中には亜熱帯植生を示す *Ephedra* すら点在することもある。

海外においてもこのような削剥による混入の問題は重要視され，現在の河川のデルタ堆積物と基盤岩石中との花粉群を比較するなど，解釈の理論的背景をえるに努めている。

これら混入花粉を区別する方法としては染色により新旧を区別する法すなわち二次化石が染りにくい点から区別するが，必ずしもよい結果をえるとは限らない。要するに着色度，産出量，化石種の時代的判定，さらに変形の程度などを綜合的に考え解釈をより正確にすべきであろう。

ただ我国で第三系・第四系境界を花粉学的（古植物学的）に区分するに，前記の *Liquidambar*, *Carya* *Nyssa* などを第三紀の化石とし，この消滅の上限をもっての区分を画一的に行なうには疑問が生じて来ている。微視的にこれらの化石花粉の産出傾向をみるとき，本州の中部以南においてさらに若い時代における"レリック"の可能性なきや，疑う余地があるように思われる。

化石の鑑定と共に見逃すことのできないのは化石の変質である。古い時代の花粉化石ほど変質がすすんでいるのは当然ではあるが，必ずしも原則とは一致しない。例えば九州北西部における我々の研究でも，佐世保炭田南部の杵島層群の化石は，北部における上位の佐世保層群のものより保存がよいという結果もえられている。地層がうけた地質変動による影響が花粉化石に鋭敏に示されている例といえよう。この変質の程度（変形と色）を地質時代の新旧判定のパラメーターとする考えや，古地温の考察にむすびつける

ことも，我国で関心をよび目下試行中の段階にあるといえよう。

我国の例における上記の問題は，地層の蒙っている変動の多い場合必ずしも簡単には結論がでないようである。

堆積現象に伴なう粒子の移動は，花粉・胞子化石がミクロン単位の大きさであるため，シルト粒子と同じように水中移動が考えられる。その場合堆積の性状などに影響されよう。

西南日本外帯の九州南部の泥岩を一例にとると，当然化石が入りうると考えられる泥岩などにもほとんど認められないことがあり，化石堆積後の移動・拡散を考えに入れないわけにはゆかない。ほぼ同時期の水平移動のため時代的層序区分には差支えないかもしれないが。

いづれにしてもこれらの問題点とくに花粉層序の確立のためには，既知地層の花粉学的内容を明らかにすることと，地域的古植物区という考えを加味しつつ考察してゆくことであろう。

綜合的にみるとき新第三紀でも現在の本州―九州東部，九州西部―沖縄―台湾，タイ湾―東南アジア赤道地帯，などいくつかの花粉構成からみた“植物区”的 grouping が考えられ，その地域内における花粉対比は可能である。従ってその地域内で地層を花粉学的に対比するには，その地域内の古植生の特長を把握しておく必要がある。

我国での第三系についても，花粉層序解明は未だしの感がある。そのため今後代表地層の模式的分布地において基本花粉層序を確立することは，今後の発展のなによりの仕事である。

引用文献

徳永重元・高瀬一成 (1968)：岩手県久慈炭田産胞子・花粉化石の研究．地質調査所月報，V. 19, No. 8, p. 495-505.

高橋　清・八尾　昭 (1969)：Plant microfossils from the Permian sandstone in the southern marginal area of the Tanba belt. 古生物学会記事，No. 73, p. 41-48.

佐藤誠司 (1970)：北海道中軸部の中新統の対比，地質学雑誌，V. 76, No. 6, p. 283-301.

三木昭夫 (1972)：上部白亜系双葉層群の化石花粉・胞子群，地質学雑誌，V. 78, No. 5, p. 241-252.

三木昭夫 (1972)：Palynological study of the Kuji group in northeastern Honshu, Japan, 北大理学部紀要，V. 15, Nos. 3-4, p. 513-604.

徳永重元・尾上　亨・照沼義夫・中村正夫 (1972)：東日本における中生代花粉胞子化石の研究，その1．地質調査所月報，V. 23, No. 5, p. 31-37.

高橋　清 (1974)：Palynology of the upper Aptian Tanohata formation of the Miyako group, Northeast, Japan, Pollen et Spore, V. 16, No. 4, p. 535-564.

佐藤誠司 (1976)：北海道両竜地域の第三系の層序の花粉分析の面からの検討，地質学雑誌，V. 82, No. 8, p. 517-529.

徳永重元 (1976)：Paleopalynology and its history, 古生物学会記事100年記念号，p. 68-71.

(1976年11月26日受理)

地学雑誌 86, 2 (1977)

A Possible Accretion Accompanied by Ophiolite in the Mariana Trench

Eiichi HONZA* and Hideo KAGAMI**

マリアナ海溝におけるオフィオライトをともなつたアクリーション

本座栄一*，加賀美英雄**

要旨

マリアナ弧の前線斜面および海溝域のエア，ガンによる音波探査とドレッジによる底質採取を東京大学海洋研究所所属の白鳳丸 KH-71-1 次航海で1971年2月の数日間に実施した。

マリアナ諸島は始新世初期以降の安山岩および玄武岩質の火山岩と石灰質堆積岩から成つている。マリアナ弧前線の大陸斜面には最大層厚1秒（往復反射時間）の堆積層が分布している (Figs. 2, 3, 4)。陸側海溝斜面には音響無反射層の堆積物と思われるものが分布している。

大陸斜面の堆積物は海溝斜面縁にみられる音響基盤の高まりによつてさえぎられている。これら堆積物は側方堆積の傾向をもち，基盤の構造運動による影響もみられる。海溝斜面縁の高まりは調査海域北方では約800mの比高があるが，南域にいくにしたがい，しだいに低くなり，最南域では地形上の高まりとしては識別できず，堆積物をさえぎる基盤の高まりと斜面の傾斜の変換点としてのみ表われている。同様の基盤の高まりは海洋斜面縁の高まりの陸側にもう一つみられる。

海側海溝斜面にみられる音響透明層はアンチセーティツク断層により切られている。また斜面にみられる海山は頂面に反射層らしきパターンがみられ，これは斜面と同様の傾斜面となつていることから，斜面形成以前に平頂海山であつた可能性が強く，太平洋プレートのマリアナ海溝への移動にともない傾斜したものと思われる。

Fig. 3 の本調査測線上の大陸斜面に DSDP の site 60 の掘削点が380m深までであるが，その結果，中期中新世の初期から末期にわたる凝灰岩層から成つていることが判明している。堆積層は音波探査の結果600-800mの層厚があるものと推定される。したがつて，これら堆積層はグアム島の Umatac 層に，また下位層の一部は Alutom 層に対比されるものと思われる。音響基盤の地質時代は判然としないが，一部は Alutom 層に対比される可能性も否定できない。

海溝斜面縁の高まりの海側斜面におけるドレツジから数多くの変質した蛇紋岩が採取された。これらの蛇紋岩には蛇紋石，褐色クローム，olivine, augite, plagioclase, クローム，スピネル，opaque mineral 等が含まれている。また凝灰質堆積物，有孔虫等が亀裂の中に含まれている。音波探査記録 (profile 1) によるとドレツジ点には堆積層の反射面はみられない。したがつて，凝灰質堆積物は蛇紋岩体が隆起したときにもまれ，とり込またものの一部であると判断される。

マリアナ弧の地背斜域には中生界・古生界がみられない。たとえそれらが存在したとしても，現在の状態のなかでの島弧活動は始新世後期以降であることが地背斜域の火山活動から推し計られる。海溝斜面縁の蛇紋岩は海溝の形成にともなうアクリーションによつて陸側海溝斜面に沿つて隆起してきたものと思われる。海溝斜面縁付近の堆積層の分布形態から，その発展形態を判断することができる (Fig. 8)。

* Marine Geology, Geological Survey of Japan, Hisamoto, Kawasaki, 213, Japan
工業技術院地質調査所　海洋地質部

** Ocean Research Institute, University of Tokyo, Nakano, Tokyo, 164, Japan
東京大学海洋研究所

I. Introduction

Mariana island arc consists of a trench, frontal arc, inter-arc basin and third arc from east to west and is seperated from the Asian continent by the Philippine basin and other island arc systems observed at the western margin of the basin. Structural framework of the frontal slope of the Mariana arc was discussed on a basis for the geological and geophysical data (KATSUMATA and SYKES, 1969; KARIG, 1971, 1975; BRACY and OGDEN, 1972; HONZA et al., 1973). A DSDP drilling site locates on the frontal slope east off the Guam island (FISCHER and HEEZEN, 1971).

The frontal arc of the Mariana arc system is asymmetric with a single steep scarp on the western flanks and with a gentle slope covered with sediments in the upper part of the eastern flanks. Continental slope in the eastern flank is interrupted by the mid-slope basement high at the lowest margin (KARIG, 1971), which extends to the whole length of the eastern flank (MOGI, 1972). The word of mid-slope basement high is now designated for trench slope break (DICKINSON, 1973), which locates in the critical part to separate continental slope and inner (landwardside) trench slope. Mariana island arc has the same topographic features as that in the Izu-Ogasawara (Bonin) island arc, which can be extended well to the both arcs.

Mariana ridge is composed of andesitic and basaltic volcanic rocks and calcareous sediments from late Eocene or older to Pleistocene age, which were reported from exposures on islands of Guam, Rota, Tinian and Saipan (CLOUD et al., 1956; SCHMIDT, 1957; TRACEY et al., 1964; LADD, 1966; TODD et al., 1966).

A continuous seismic reflection profiling survey and a sampling by dredges were carried out crossing the frontal slope and trench of the Mariana arc during the KH-71-1 cruise of Hakuho-Maru of the Ocean Research Institute, University of Tokyo from February 11th to 19th, 1971.

Pneumatic sound source of Lamont-Doherty type air-gun of 0.4 liters in air chamber volume was used for the survey. The reflected informations were received by a hand-made hydrophone array which has twenty-five Geo-space MP-17 receiving elements.

Cylinderical dredge bucketes of 40 cm and 15 cm in diameter were used with three meter long, 15 cm ϕ chain, and a lead weight of 200 kg. The dredge site locats at 13°53.4′N, 146°17.5′E (4350–4450 m in water depth).

The survey lines of air-gun crossed the Mariana trench in the area of latitude 12°N to 14°N, off Guam and Rota islands (Fig. 1).

II. Results

Maximum 1.0 second thick of the layered sediments is observed on the con-

tinental slope of the eastern flank (Figs. 2, 3 and 4).

The sediments without layering acoustically are noted on the inner trench slope of the northern section of profil 1 (Fig. 2). The sediments on the continental slope are apparently dummed by the acoustic basement of the trench slope break. They show apparently outward progradation and cover the old ridge, and are cut by faults in the upper continental slope, and they are also deformed by the structual movement of the basement.

The peak at the trench slope break in the northern section has a relative hight of 800 m from the base of landward side (Fig. 2). However, it tends to decrease in hights toward south, and has a relative hight of 80 m in the profile 2 (Fig. 3). It disappers on the topographical profile, but can be seen how as a sediment trapping barrier at the slope break. One more ridge is observed in the inside of the ridge which consist the trench slolpe break. Axial direction of the ridges are rather parallel to the trench than the frontal arc axis (Fig. 6). Thin layers of sediments in the inner trench slope of the southern sections may suggest the over-lapping of the younger terrigenous sediments through the trench slope break (Fig. 4).

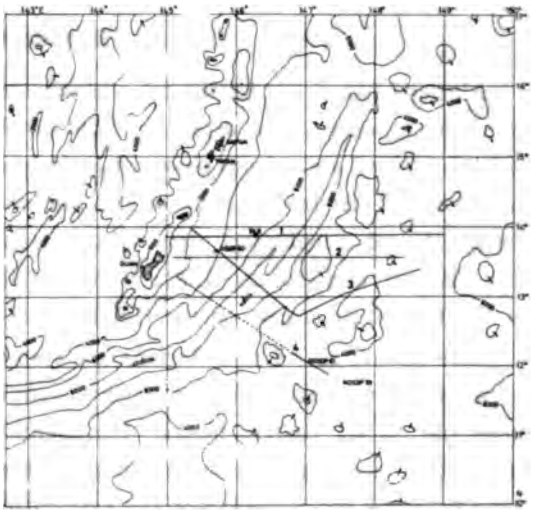


Figure 1. **Bathymetry, tracks of continuous seismic reflection profiling survey, a sampled site in the frontal slope and trench of the Mariana arc.**

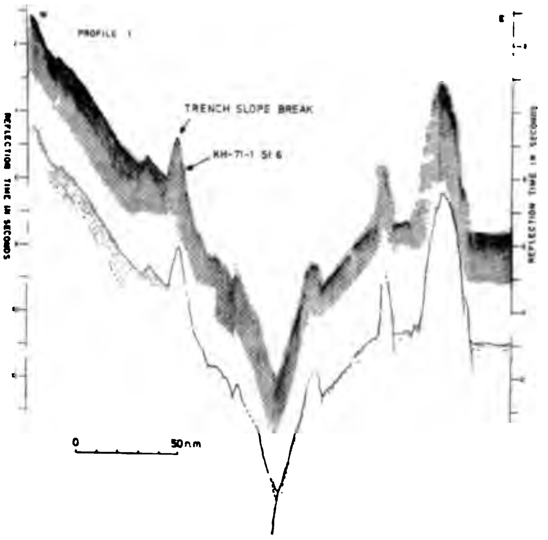


Figure 2. **A continuous seismic reflection profile in the Mariana trench. Sediments on the frontal slope are dammed by the mid-slope basement high at the trench slope break. An arrow indicates The dredged site.**

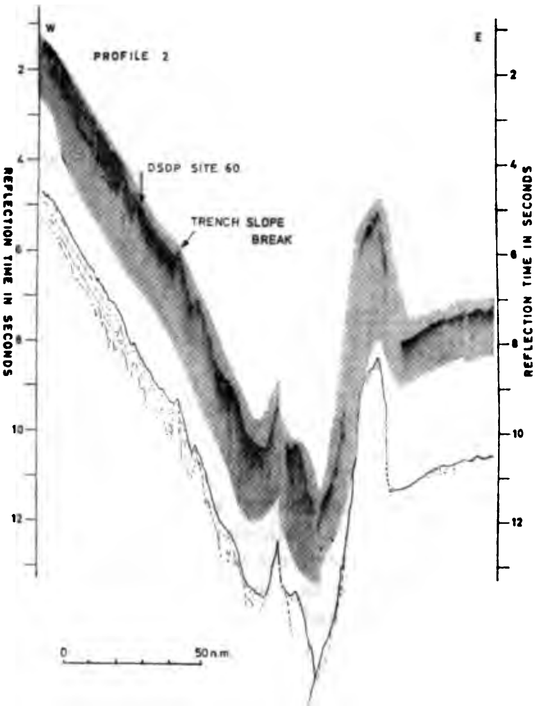


Figure 3. A continuous seismic reflection profile. Mid-slope basement high at the trench slope break is smaller as compered with that in the northern profile. An arrow indicated the DSDP Site 60.

Thin transparent layer lying on relatively thick opaque layer distributes on the oceanic floor of the Pacific Ocean. Many faults which cut those pelagic sediments develop at the upper part of outer trench slope. They may be developed by the same origin as can be seen in the outer trench slope of the Japan trench (HONZA, 1976).

Many peaks and seamounts are observed in the outer trench slope. One of them has layered sediments on the top as illustrated in profile 2 (Fig. 3). It might be a flat-topped seamount once which tilted toward the trench later. One of them has a few steep peaks on the top as illustrated in profile 3. One of them distributes on the foot of landward side of the trench and has apparently deformed structure (Profile 2). There is a possibility that they had been seamounts on the oceanic floor, drifted toward the trench by the motion of the Pacific plate toward the trench, then tilted in the outer trench slope and deformed in the trench.

The trench floor has V-shaped profile and does not show any ponded sediments. The floor tends to increase with depth toward south.

DSDP site 60 (13°40.0′N, 145°41.9′E, 3717 m deep) locates on the continental slope. Profile 3 crosses just on the site. From the results obtained by drilling, the slope sediments are revealed to be composed of ash layers ranging in age from early middle Miocene to late middle Miocene. Drilling by DSDP is approximately 350 m in core length, but does not reach the acoustic basement (Fig. 5). The layered sediments on the continental slope have a thickness of 0.8 second in two way reflection time which is observed in Fig. 3. It is approximately 600–800 m thick estimated from the seismic velocity of 1.7 km/s to 2.0 km/s (FISCHER et al., 1971). The whole sequence of the layered sediments may be partly correlated to the Umatac and Alutom formations on Guam island which range in age from

lower Miocene to late Eocene (Table 1). They distribute mainly on the shallower part of the continental slope west of the trench slope break (Fig. 6) and have parallel distributional pattern in thickness to the trench slope break (KARIG, 1971). They cover the inner ridge but are dummed by the outer ridge of the trench slope break in the profile 1. Therefore, the accoustic basement of the inner ridge is uncertain in age, however, there is a possibility that the Alutom formation in late Eocene to early Oligocene on Guam island may be correlated party to it (Fig. 8).

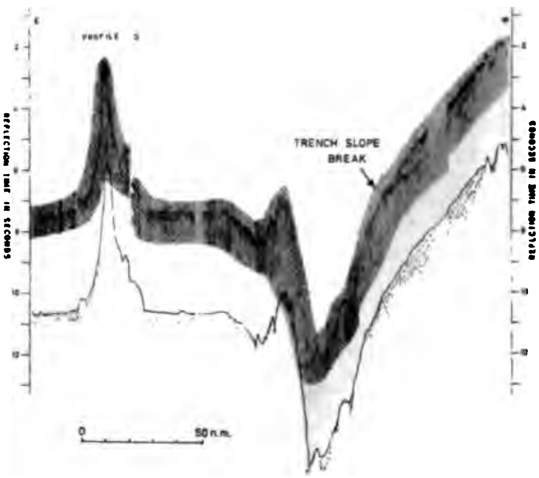


Figure 4. A continuous seismic reflection profile. Mid-slope basement high at the trench slope break dissappears in the topographic impression and shows only as subsurface highs.

By dredging in approximately 4500 m deep at station 6 (Figs. 1 and 2), many fragments of altered serpentinite and tuffaceous rocks with a few to ten centimeters in diameter are obtained. The dredged site is just on the profile 1 and locates in

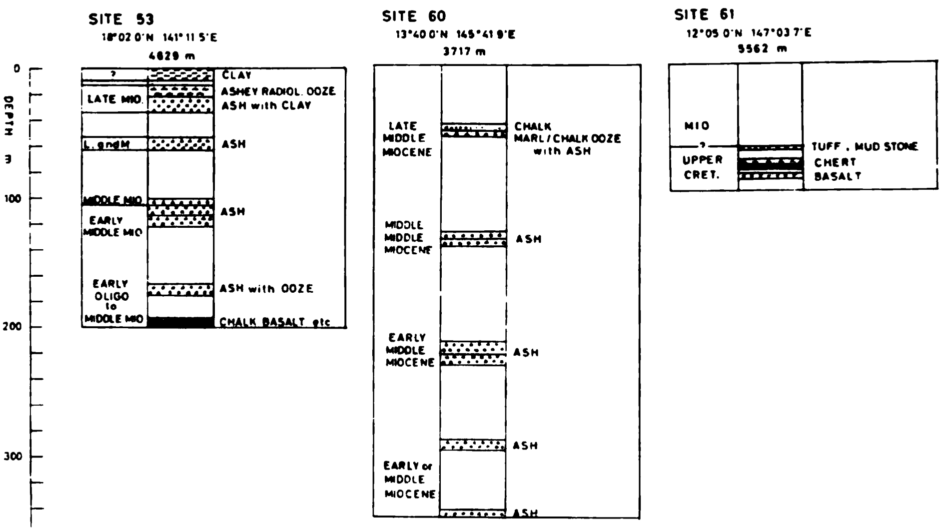


Figure 5. DSDP drilling results of the Sites 53, 60 and 61. Site 53 locates in the sedimint apron on the inner flank of Iwo Jima ridge. Positions of Sites 60 and 61 are shown in Figure 1.

Table 1. Stratigraphy of the Mariana Ridge (Islands). After LADD (1966)

SYSTEM	EPOCH		SAIPAN	TINIAN	GUAM
Quaternary	Recent		Raised sands	Raised beach sand and gravel	Beach deposits
	Pleistocene		Tanapag Limestone	Mariana Limestone	Mariana Limestone
			Mariana Limestone ?		
	Pliocene		Terrace deposits		
Upper Tertiary	Miocene	Upper			Alifan Limestone Janum Formation Barrigada Limestone
		Lower			Bonya Limestone
			Tagpochan Limestone	Tagpochan Limestone	Umatac Formation
			Fina Sisu		
Lower Tertiary	Oligocene	Upper			
		Lower			Alutom Formation
	Eocene	Upper	Matansa Fm.	Pyroclastic rocks	
			Densinyama Fm.		
			Hagman Fm.		
		Lower			

the eastern flank of the trench slope break. Occuring as breccia, serpentinite is composed of serpentine and small amount of brown chromite (Fig. 7). Original rock of the serpentinite appears to be dunite or other kind of ultra-basic rocks. Fragments of olivine, augite, plagioclase, Cr-spinel and opaque minerals are observed among the serpentine, also tuff grains and foraminifera are contained as vein-let (HONZA et al., 1973).

Serpentinites and crushed fragments of tuffaceous sediments correlated to the Umatac formation may suggest the compressional force and uplift at the trench slope.

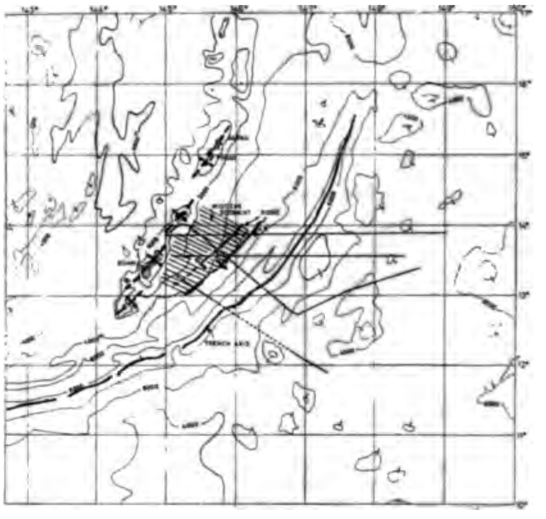


Figure 6. Distribution of Miocene sediments and mid-slope basement highs. Mariana ridge in suggested to be uplifted blocks of islands.

From the results of seismic reflection profiling and dredged materials, the trench slope break is suggested to be composed of serpentinite in parts covered by tuffaceous sediments. By seismic reflection profiling, sedimentary cover cannot be distinguished. Therefore, there are two possibilities to interpret. The one is existence of thin cover of Umatam formation on the acoustic basement of the Alutom formation and serpentinite (Model I). The other is that the tuffaceous sediments which supplied from the crest area of the frontal arc are a captured and crushed one by the uplift of serpentinite blocks (Model II). Reflection nature and bottom configuration suggest the latter is reasonable.

III. Structural history of Mariana island arc

Structural framework of Mariana island arc is closely related to that of Izu-Ogasawara (Bonin) island arc, that is suggested by their topographical and geological resemblances and continuation of both arcs.

Crustal thickness of the arcs in 17 km in maximum that is rather thinner comparing with other island arcs along the eastern margin of Asian continents (MURAUCHI, et al., 1968), although the surveyed profile by MURAUCHI and others (1968) locates at the junction of the Izu-Ogasawara and the Mariana arcs.

There is no rock exporsure of Mesozoic or Paleozoic era on the southern islands of Mariana ridge (Table 1). However, there is a possibility of occurrence of mafic schists with serpentinite and peridotite bodies similer to those on the Yap island (KARIG, 1971). Mafic schists also distribute on land of New Guinia island and New Caledonia island. They are interpreted as product of obduction of oceanic plate in the late stage of the former island arc activity (DEWEY and BIRD, 1970; COLEMAN, 1972). Mafic schists on Yap island have a possibility of the same history as that on New Guinia and Caledonia islands.

The first trace of the island arc activity in the Mariana arc is volcanic activity in late Eocene age as the pyroclastic formation on Mariana islands. Gentle con-

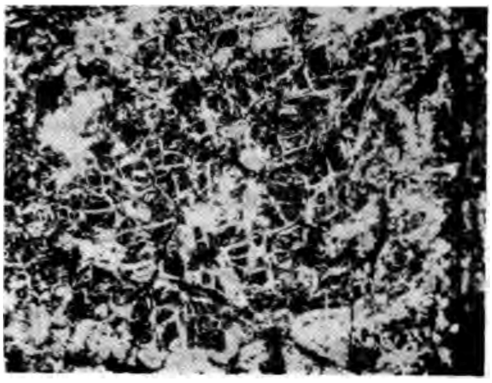




Figure 7. Photomicrographs of typical serpentinite from dredge st. 6. Crossed nicols. Mesh structure of serpentine is well noted in photo A. Olivine is altered to serpentine (photo B). Other minerals are augite, plageoclase, Cr-spinel and opaque minerals.

tinental slope developed. Schematic profiles during geological history in Mariana arc are illustrated in Figure 8.

According to Model II the uplift of the trench slope break at the dredged site might take place since or during the deposition of the Umatac formation (Fig. 8).

The uplift of the mid-slope basement high was also suggested on the canyon floor which could be seen on the northern area of our surveyed area (KARIG, 1971). It is also noted that the canyon floor had tilted toward west during post-Miocene age. Therefore, the uplift of the mid-slope basement high have continued since late Miocene age.

Ultra-basic rocks from the trench slopes were discussed in a few papers. BOWIN and others (1966) noted serpentinized peridotite from the northern outer trench slope of Puerto Rico trench. They interpreted that 5.1 km/sec seismic layer might be composed of primarily of serpentinized peridotite with some altered basalt and serpentinized peridotite might be overlain by basalt, chert and Cenomanian siliceous sedimentary rock. The Puerto Rico trench was first discussed to be formed by the tensional force from the gravitational measurment and other geophysical survey

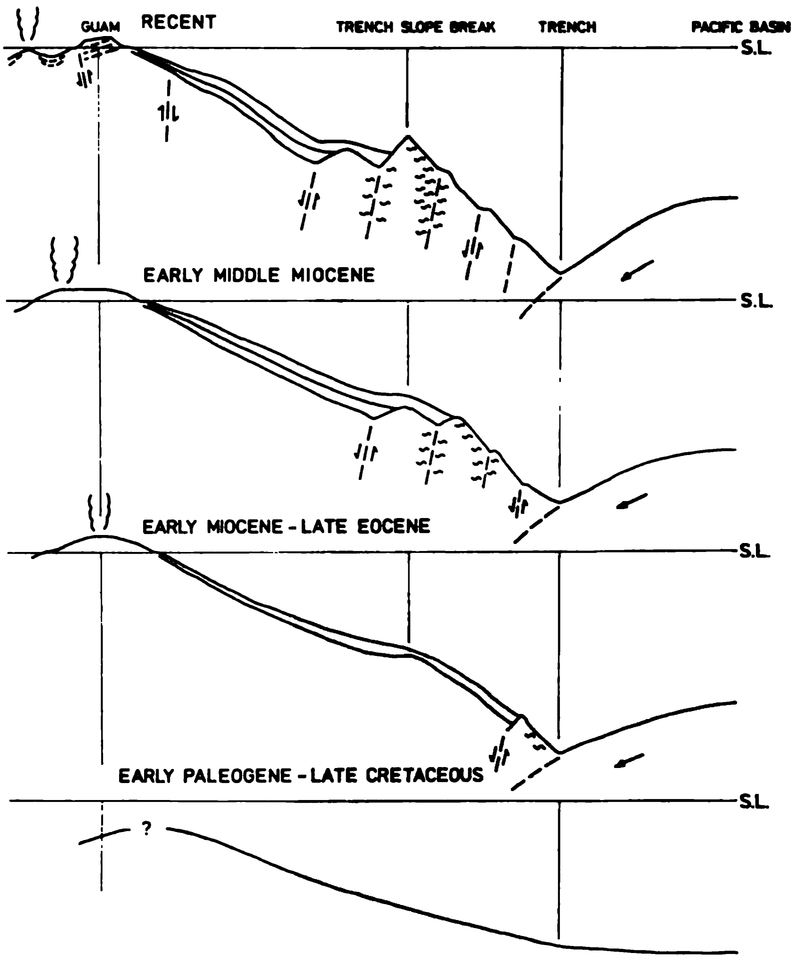


Figure 8. Schematic profiles of Mariana arc and Mariana trench. Subduction zone is suggested to be formed since late Eocene which is deduced from the land history of the crestal islands. The inner ridge might be, at first fomed at the inner side of the trench. The outer ridge which consists the trench slope break todaymight be formed by accretion, since middle Miocene.

(EWING and HEEZEN, 1955; TALWANI, et al., 1959). Direction of the Atlantic plate motion in the Puerto Rico trench is approximately parallel to the trench (MOLNER and SYKES, 1969) and the area may be a extended as a part of a large fracture zone in the Atlantic Ocean (FUNNELL and SMITH, 1968). Therefore, there is a possibility that the Puerto Rico trench have a different character as comparing with other trenches which are usually recognized to be formed by the subduction of oceanic plate approximately normal to the trench axis. The transform boundary

would be posturated for the former Mariana arc before Eocene (Fig. 8).

FISHER and ENGEL (1969) reported the ultra-mafic rock from the inner trench slope of the Tonga trench. They dredged fresh to granulated and serpentinized peridotite and dunite from the depth of 9150 m to 9400 m. The assemblages of rocks suggest that the principal rocks exposed on the inner trench slope are basalts and their derivative of alkalirich volcanics. The sampled peridotite-dunite mass is probably an accumulate formed as sedimented sheets and mats. They said that either of these structure might have been exposed by faulting.

It is doubtful to consider that there was a rest magma chamber or volcano in the lower continental slope or inner trench slope, nevertheless the age of the volcanism is unknown. If so, there is a possibility that stress and temperature conditions under the island arc could have been quite different from the ones posturated by MIYASHIRO (1965), SUGIMURA and UYEDA (1973) and others.

A augite dolerite fragment was dredged from Vitiaz deep in the south of Mariana trench (YAGI, 1960). He suggested that the rock was fresh and free from alteration except partial serpentinization of glass, and belonged to the tholeiitic series.

If there was no volcanism in the outer flank of Mariana arc, the ultramafic rock dredged might be supplied from the oceanic crust by the accretional mechanism as schematically illustrated by DEWEY and BIRD (1970), COLEMAN (1972), DICKINSON (1973), KULM, et al., (1974) and SEELY, et al., (1974).

Serpentinite in the trench slope break of the Mariana arc is also suggested to be exposed by the structural movement of the transform faulting in the older Pacific basin before Eocene, and then accreted to the continental slope since Eocene (Fig. 8). This tectonic movement has contiued during post-Miocene age.

IV. Acknowledgments

The data of this paper were obtained by the Hakuho-Maru Cruise, KH-71-1 of Ocean Research Institute, University of Tokyo. We thank Dr. Kenji KONISHI of Kanazawa University, Dr. Tetsuo HARATA of Wakayama University, Dr. Chen-Tung CHUNG of Mining Research and Service Organization, China, and Dr. Naoshi KURODA of Shizuoka University, who helped with the collection of data at sea. We thank Dr. Noriyuki NASU of Ocean Research Institute, University of Tokyo, who was stimulating and helpful. We thank Dr. Yoshimasu KURODA of Shinshu University, who checked the rocks dredged and Mr. Makoto YUASA of Geological Survey of Jayan, who took the photomicrographs of the samples. We thank Dr. Carl BOWIN of Woods Hole Oceanographic Institution for his critical reading of the manuscript.

References Cited

BOWIN, C. O., A. J. NALWARK, and J. B. HERSEY (1966) : Serpentinezed peridotite from the north wall of the Puerto Rico trench., *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 77, p. 257-270.

BRACEY, D. R., and T. A. OGDEN (1972) : Southern Mariana arc: Geophysical observations and hypothesis of evolution., v. 83, p. 1509-1522.

CLOUD, P. E., R. G. SCHMIDT, and H. W. BURKE (1956) : Geology of Saipan, Mariana Islands., *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 280 A.

COLEMAN, R. G. (1971) : Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edge., *Jour. Geophys. Res.*, v. 76, p. 1212-1222.

DEWEY, J. F., and J. M. BIRD (1971) : Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland., *Jour. Geophys. Res.*, v. 76, p. 3179-3206.

DICKINSON, W. R. (1973) : Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs., *Jour. Geophys. Res.*, v. 78, p. 3376-3389.

EWING, M., and B. C. HEEZEN (1955) : Puerto Rico trench topographic and geophysical data. *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 62, p. 255-268.

FISHER, R. L. and C. G. ENGEL (1969) : Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga Trench. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 80, 1373-1378.

FICSHER, A. G., et al. (1971) : Initial Reports of the DSDP. v. VI, Washington (U. S. Goverment Printing Office).

HONZA, E. (1976) : Neogene geological history of Tohoku island arc, in N. Nasu ed. Marine Geology, p. 137-154, Tokyo Univ. Press, (in Japanese).

HONZA, E., H. KAGAMI, C. T. CHUNG, K. KONISHI, T. HARATA and N. KURODA (1973) : Continuous seismic reflection (air-gun) surveys at Izu-Ogasawara (Bonin), Mariana and Yap Trenches. Y. Tomoda ed., Preliminary Gep. Hakuho-Maru Cruise Kh-71-1, Ocean Res. Inst. Tokyo Univ.

HONZA, E. H., KAGAMI and N. KURODA (1973) : Samples from the walls of the Mariana trench. *ibid.*, p. 73-74.

KARIG, D. E. (1971) : Structural history of the Mariana island arc system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 82, p. 323-344.

KARIG, D. E. and G. F. SHARMAN III. (1975) : Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 86, p. 377-389.

KATSUMATA, M. and L. R. SYKES (1969) : Seismicity and tectonics of the western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan region. *Jour. Geophys. Res.*, v. 74, p. 5923-5948.

KULM, L. D. and G. A. FOWLER (1974) : Oregon continental margin structure and stratigraphy: a test of the imbricate thrust model, in C. A. BURK and C. L. DRAKE eds., The Geology of Continental Margins, Springer-Verlag, Berlin, p. 261-283.

LADD, H. S. (1966) : Chitons and Gastropods (Haliotidae trough Adeorbidae) from the western Pacific islands. *Geol. Sur. Prof. Paper*, 531.

MIYASHIRO, A. (1965) : Metamorphic Rocks and Metamorphic Belts. Iwanami book Co., Tokyo (in Japanese)

MOGI, A. (1972) : Bathymetry of the Kuroshio region, Kuroshio--Its physical aspects. Tokyo Univ. Press., p. 53-80.

MOLUNAR, P. and L. R. SYKES (1969) : Tectonics of the Caribbean and Middle American region from seismicity and focal mechanisms. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 80, p. 1639-1684.

MURAUCHI, S. N., DEN, S. ASANO, H. HOTTA, T. YOSHII, T. ASANUMA, K. HAGIWARA, K. ICHIKAWA, T. SATO, W. J. LUDWIG, J. I. EWING, N. T. EDGAR and R. E. HOUTZ (1968) : Crustal structure of the Philippine Sea. *Jour. Geophys. Res.*, v. 73, p. 3143-

3171.

SCHMIDT, R. G. (1957) : Geology of Saipan, Mariana Islands, petrology of the volcanic rocks. *Geol. Sur. Amer. Prof. Paper*, 280-B-D.

SEELY, D. R., P. R. VAIL and G. G. WALTON (1974) : Trench slope model, in C. A. BURK and C. L. DRAKE eds., The Geology of Continental Margins, Springer-Verlag, Berlin, p. 249-260.

SUGIMURA, A. and S. UYEDA (1973) : Island Arcs, Japan and Its Environs. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.

TALWANI, M., G. H. SUTTON and J. L. WORZEL (1959) : A crestal section across the Puerto Rico trench. *Jour. Geophys. Res.*, v. 64, p. 1545-1555.

TODD, R. (1966) : Smaller foraminifera from Guam. *U. S. Geol. Sur. Prof. Paper*, 403-I.

TRACEY, Jr., J. I., S. D. SCHLANGER, J. T. STARK, D. B. DOAN and H. G. MAY (1964) : General geology of Guam. *U. S. Geol. Sur. Prof. Paper*, 403-A.

WINTERER, E. L. and W. R. RIEDEL (1971) : Introduction, Initial REp. DSDP, v. 7, p. 3-8.

YAGI, K. (1960) : A dolerite block dredged from the bottom of the Vitiaz Deep, Mariana Trench. Proc. Japan Academy, v. 36, p. 213-216.

(1976年12月24日受理)

地学雑誌 86, 2 (1977)

関東平野とその周辺の活断層と主要な構造性線状地形について

松 田 博 幸* 羽 田 野 誠 一** 星 埜 由 尚*

Active faults and principal tectonical lineaments in Kanto plain and its surrounding area

*Hiroyuki MATSUDA, *Seiichi HATANO and *Yoshihisa HOSHINO

Abstract

The purpose of this study is to obtain the fundamental data for the inland earthquake in the upper part of the crust and for the reasonable landuse plan in Tokyo Metropolitan District. This study was carried out by air-photo-interpretation and field observation.

In the photo-interpretation, attention was paid to the geomorphological peculiarity such as systematical pattern of lineaments, difference of height and inclination between both side of the fault line, shutter ridge and off-set valley, mound and trench, sag pond and its burried type, terminal facet, kerncol, fault scarplet, etc. Active faults were recognized from the facts that terraces and alluvial landforms along the fault lines are deformed by fault action, or fault planes are observed in the Quaternary bed.

The result of the photo-interpretation and the field observation is compiled of Fig. 1, in which the thick lines mean the active faults and the others are the faults not yet recongnized as the active ones. The active faults which were newly found by the authors are as follows:

	Length	Strike	Vertical disp. (down)	Horizontal disp.
1. TACHIKAWA F.	32km	N 40°W	SW	left (?)
2. OGOSE F.	16km	N 25°W	E	—
3. ENAMI F.	10km	N 33°W	SW	—
4. ISOBE F.	5km	N 35°W	SW	—
5. OKUBO F:	7km	N 70°W	SW	—
6. KAJIYADO F.	5km	N 50°W	SW	left
7. KOTESASHI F.	20km	N 57°E	N	—
8. AGAKUNI F.	14km	N 90°E	N	right
9. TAKAMINE F.	5km	N 51°E	SE	—

Of above active faults, the some parts of fault plane were observed geologically at several outcrops along TACHIKAWA F. (Photo 1, 2), OGOSE F. and OKUBO F. (Photo

* 建設省国土地理院地理調査部 ** 同地殻調査部
Geographical Survey Institute, Ministry of Construction.

6). Besides, the authors also observed the fault planes along FUKAYA F. (Photo 3, 4) and HIRAI F. (Photo 5), which had been already reported as the active faults by T. Matsuda from the geomorphological points in 1975. These newly observed faults are almost all reverse fault or thrust.

The synoptical distribution pattern of the tectonical lineaments in Kanto Plain and its surrounding area is as seen from Fig. 10. From this pattern, the authors can note that the NW-SE line system composed of KOZU-MATSUDA-KAWAHARABATA LINE, TSURUKAWA-ISEHARA LINE, TACHIKAWA AND ITS EXTENDED LINE, FUJIOKA-ARAKAWA LINE and KIRIU-AGATSUMA LINE is remarkable in their continuity and parallel. On the other hand, other line systems do not show so regularlly as NW-SE line system. However, SHIBUSAWA-SURUGAOYAMA LINE, TOMIOKA SOUTH LINE and ASHIO FAULT LINE of E-W or NE-SW line system is remarkable in length and continuity.

The authors have plan to survey the tectonical lineaments in detail which have not yet recongnized as active fault, and to study various characters of active fault such as the total length, the active cycle, the average displacement and the stress system in Kanto District.

I. 目的と調査の方法

東京周辺に将来発生する可能性のある内陸性浅発地震に関する基礎資料を得ることを目的として，関東平野とその周辺の山地について，構造性線状地形の調査を行った。調査に際しては，比較的新しい時代に形成されたと考えられる構造性線状地形を空中写真を用いて判読し，それにもとづき，現地調査を行った。

空中写真は，主に昭和40年以降に撮影された縮尺約４万分１を用いたが，一部縮尺約２万分１，１万分１の空中写真を併用した。

空中写真判読は，いわゆる断層地形の一般的特徴をなす線状の谷，山稜または山脚の鞍部，山脚末端面などの連なる線状の地形，それらを挟む両側の地形面の高低差，傾斜の違い，それらと交叉する谷，尾根の変形などに着目して行った。また各線状地形の連続，交叉，分岐，雁行，平行などの断層地形の平面分布の特徴にも注意を払った。とくに台地，段丘を通るものについては，自然の崖，斜面，浅い谷，微細な凹凸などの微地形の異常配列，その形成環境などを検討し，断層の可能性のあるものを抽出した。

現地調査は以上の資料にもとづき，露頭観察を中心に行ったが，適切な露頭がない場合には地形観察から断層の存否を判断した。さらに活断層か否かの判断は断層が洪積台地，段丘，または沖積地をきっているか否かに基準をおいて行ったが，山地内では断層地形の開析程度から判断したものもある。

II. 従来の研究と問題の所在

関東平野とその周辺は，首都圏を含む地域であることもあって，古くから地形，地質の研究の行われてきた地域である。とくに，南関東では多くの地形発達に関する研究が行なわれ，日本の第四紀地形編年のタイプロカリティーとなっている。また，関東平野においては台地や丘陵の分布，第四系や第三系の構造から，その起源が新第三紀にさかのぼると考えられる関東造盆地運動が古くから知られている（矢部・青木：1927, OTUKA：1936）。南関東では地体構造上，重要な活構造が知られ*，東関東においても成田

*例えば，伊勢原断層（町田・森山：1968, KANEKO：1972），国府津—松田断層，渋沢断層（KANEKO：1971），下浦断層（山崎：1925, KANEKO：1969），衣笠断層，武山断層（KANEKO：1969, 1972），延命寺断層（山崎：1925, 金子：1968），南下浦断層（杉村：1964, 垣見ほか：1971）これらを総括的に杉村（1974）が述べている。

層の構造や層相，堆積面の変位などから褶曲構造や傾動が知られて来た（町田：1973）が，関東平野西部や北部においては海成面の欠如などの事情もあり，第四紀における地殻運動の様式や活構造の存在については1・2の例（たとえば，貝塚：1957）を除いて，これまで必ずしも十分に研究されてきたとはいえない。

しかし，最近関東地方における大地震の発生が懸念されるようになり，地震予知や，地震災害に対する対策が重要な行政課題になってきた。その結果，水準測量や三角測量によって知られる地殻の動きや，活構造（とくに活断層）の存在に関心がもたれるようになり，1973年には関東地方の地震と地殻活動に関与するシンポジウムが開かれた。この中で，堀口（1973）は地形面や洪積層の変位から，関東平野西部における第四紀地殻運動のパターンについての考えを述べている。

一方，関東平野の第四紀地殻運動をプレートテクトニクスの立場から解釈する試みも盛んになり，貝塚（1972, 1974）は仮説であると断わった上で，フィリピン海プレートから半ば独立した伊豆バーの北上を提唱し，南関東における山列や台地の変形にみられる隆起帯，沈降帯や関東山地と関東平野を分ける八王子線の成因に一つの解釈を与えた。この中で，貝塚（1974）は関東造盆地運動の単位となる幾つかの造盆地運動のうち，東京湾造盆地運動，霞ケ浦沈降帯等の成因は，地震性地殻変動区の縁を示すヒンジライン（吉川：1971）として説明できることを予察的に示したが，古河地区造盆地運動や，荒川沈降帯はその成因が説明困難であることを述べている。

このように，関東地方のテクトニクスに関する研究が行われつつある一方，地震に対する行政サイドからの関心は最近さらに増大しつつある。東京防災会議は都立大や東大地震研究所等の研究者に委嘱し，関東地方における活構造の調査を行なっている（東京防災会議：1974, 1975）。この調査から関東平野周辺の活断層の存在が明らかとなり，その変位量や，変位の向き等も調査されつつある。しかし，関東平野とその周辺地域は広大であり，研究対象がいわゆる四次元的な解明を行う必要があるために，必ずしも，第四紀の地殻運動，それに伴う活構造が充分に把握され，地震予知，地震災害対策，それを踏まえた首都圏の適性土地利用計画に資するにたる研究内容にはいたっていないように思われる。

III. 活断層の記載

筆者らの調査によって，活断層と認定したもの，または活断層の疑いのある構造性線状地形について記載する。また，すでに活断層であることが報告されているが，調査の過程で新知見を得たものについても併せて記載する。

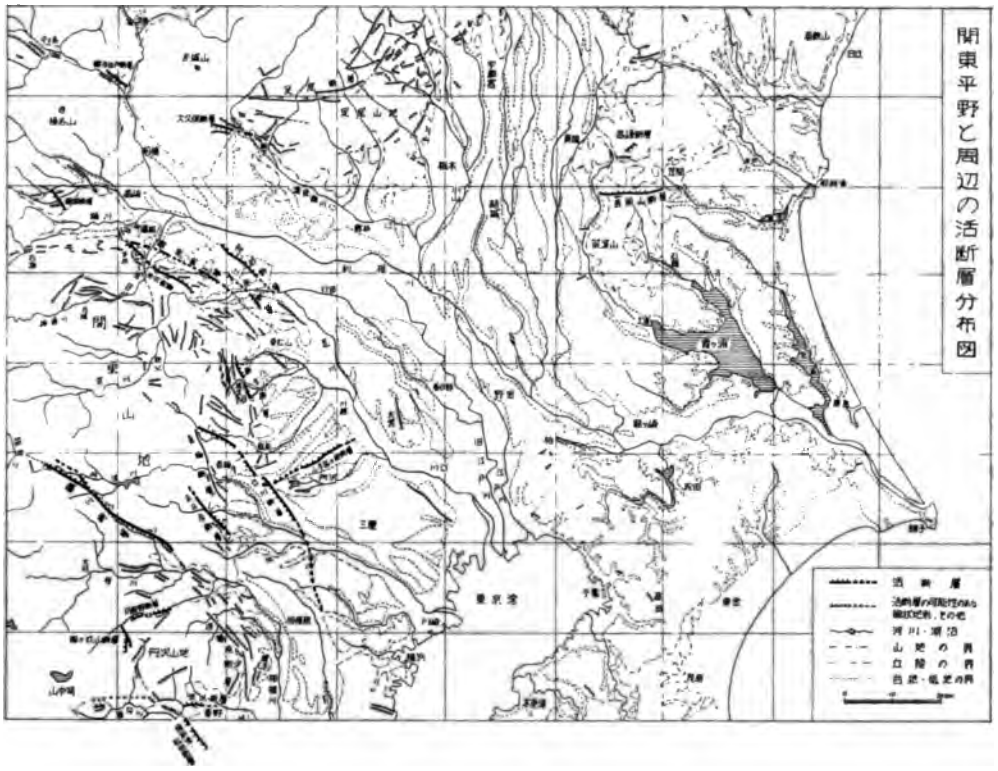
1. 立川断層*

(1) 位置と地形観察

立川断層は国立市の青柳附近から立川飛行場，箱根ケ崎，七日市場までの間で，青柳面，立川面，武蔵野面，下末吉面をきり，さらに阿須山丘陵内の岩蔵を経て関東山地内に入り，原市場を経て名栗川上流の鍛治屋橋まで追跡できる。この間の延長約32km，一般走向 N40°W，南西落である。一方，南部では，多摩丘陵内の乞田，野津田，玉川学園を経て成瀬付近まで連続する走向 N10°W の線状地形に，多摩川低地を横断して連続している可能性がある。この部分を含めると立川断層の総延長は約47km となる。

青柳—立川—箱根ケ崎—七日市場—岩蔵間　この間では，国立市青柳附近の青柳面上に，走向 N30°W，南西落，比高1～2m の緩い斜面地形として認めることができる。この北西延長上の立川市街地では追跡が困難になるが，立川飛行場の東端中央部より再び明瞭となり，N40°W の走向で立川面上を北西に

* 筆者らは1975年日本地理学会春季学術大会で，仮称として立川断層名を用いたが，その後，松田時彦ら（1975）は青柳—阿須山間を立川断層とし，それより北西部は別個の断層であると判断して，名栗断層の名称を与えている。しかし筆者らは立川断層は松田らの名栗断層と連続した断層であるとの考えで，両者を合せて立川断層と呼ぶ。



第１図　関東平野と周辺の活断層分布図

進み，狭山丘陵の箱根ケ崎にいたる。立川―箱根ケ崎間では，三番付近および三ツ木付近で，位置を北東にそれぞれ60m，180m 移行して北西へ進む。断層崖は全般的に南西落の幅約50m の緩い斜面となっており，比高は最大約６m である。また隆起側にゆるやかなマウンドが見られることが多い。

狭山丘陵先端では再び位置を約100m 北東に移し，N45°W の方向に進むが，途中から比高を減じて不明瞭となる。この付近の断層崖も緩斜面となっており，比高は最大３m である。この断層崖の南西側は，箱根ケ崎で交叉する後述の小手指ケ原断層の断層崖に挟まれ，小盆地を形成している。ここは明治以前には，広範囲に湛水していたと伝えられ，現在は低湿地となっている。

金子台上では七日市場付近で，この台地を横切る谷が認められ，この谷を挟む地形面は東側より西側が低く，比高差は４～５m である。また七日市場の北西の地形面（武蔵野面相当）では，道路交叉点付近に凹地が認められ，東側が高い。さらにその北方の霞川の谷底平野は，袋状になっており，断層線の上流側（沈降側）が谷幅が広く，低湿地を形成している。

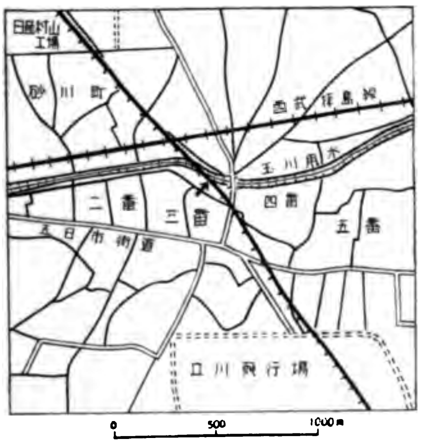
阿須山丘陵では笹仁田峠～岩蔵間に，谷中分水界を示す谷があり，これを境に丘陵の稜線は東側が20～30m 高い。また谷の東側には，山脚をきる南西落の線状地形を認めることができる。岩蔵の鉱泉地帯は立川断層の直上に立地している。

岩蔵―原市場―鍛冶谷橋間　岩蔵の北西では黒沢山と成木川に挟まれた山地内のゴルフ場内を通る。この付近には山稜に鞍部があり，東側が約20m 西側より高い。成木川流域では正確な位置は不明であるが下直竹で再び山地内に入り，山王峠を経て，原市場付近で名栗川を横切り，妻沢，天神峠を通り宮の平に出て後述の青梅断層に合流する。この間の一般走向は N60°W でやや西に傾く。断層線の両側の山地や，

山脚をきっている部分の地形の高度差は南西落を示す。また山王峠，天神峠付近の断層線上の谷，尾根は，20～30m の左づれの変位を示している。

多摩川以南　青柳より南方は多摩川低地となり，沖積地では断層地形は認められない。しかし，立川断層の延長方向の和田付近では，段丘上に変位らしいものが認められる。その南方の乞田付近を経て，野津田町に至る谷は谷中分水界を有し，断層谷の可能性を示す。この南への延長は野津田町より，玉川学園を経て，成瀬まで追跡できる。多摩丘陵内では，一般走向 N10°E，延長約10km である。この間は近年，宅地造成で大きく地形が改変されたが，宅地造成以前の空中写真で見ると，丘陵の背面は少くとも野津田町付近までは，断層谷らしい谷の西側が低い。また乞田付近で断層線に交叉する谷は，上流域と下流域とで開析の程度が異り，下流側が相対的に隆起していることを推測させる。また交叉部で谷は左づれを想わせるような屈曲を示す。

以上のように，多摩丘陵内にも，立川断層の延長上に明瞭な構造性線状地形が存在するが，これが立川断層の延長の活断層か，あるいは別個の断層であるかは今後の課題である。

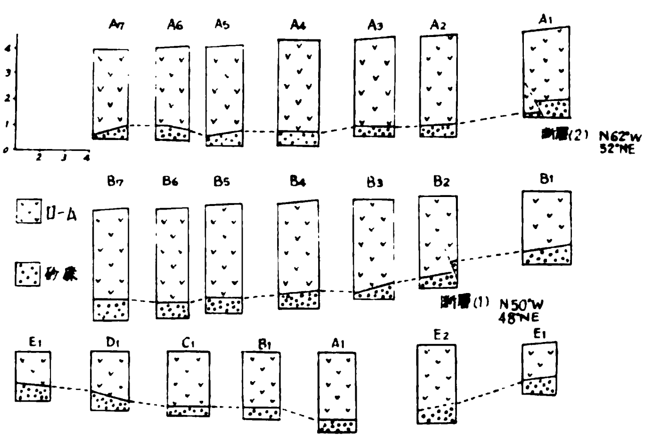


第２図　立川市砂川町付近の略図

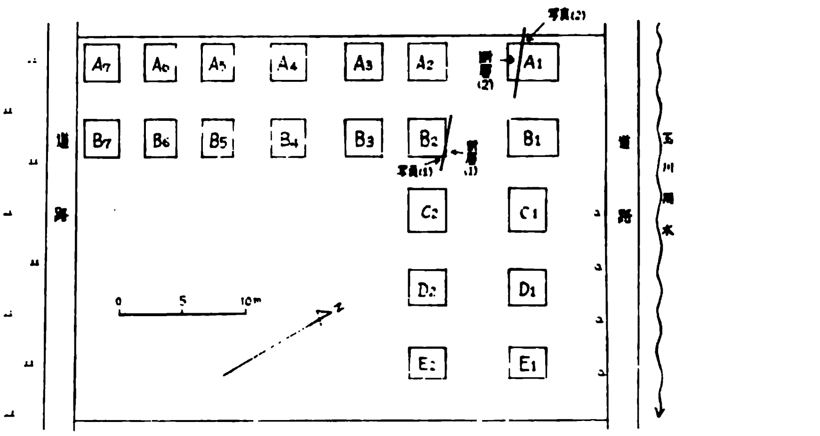
(2)　**露頭観察**

1974年11月，立川市の砂川三番付近の玉川上水屈曲部の市立みかけ橋保育園建設現場において（図２），約５m の間隔で併走する二つの小断層を確認した。現場には基礎工事のための堅坑が堀られており，地表下約3.5m の構成層を直接観察することができた。堅坑の上には工事用の水平基準系が張ってあり，これを基準にローム層と礫層の境界，堅坑底，地表の高度を測定した。その結果は図３に示した。また図４は現場の見取図である。

堅坑の壁面で観察される地層は，約３m の立川ローム層とこれにおおわれた立川段丘の礫層からなっている。礫層はゆるやかな撓曲構造を示し，その一部にローム層と礫層の境界面に喰い違いを与えている二つの逆断層を観察した。断層(1) は走向N50°W，傾斜48°NE，見掛の最大垂直変位50cm である（写真１）。断層(2) は走向N62°W，



第３図　みかけ橋保育園堅坑地質断面図



第4図　みかけ橋保育園建設現場見取図

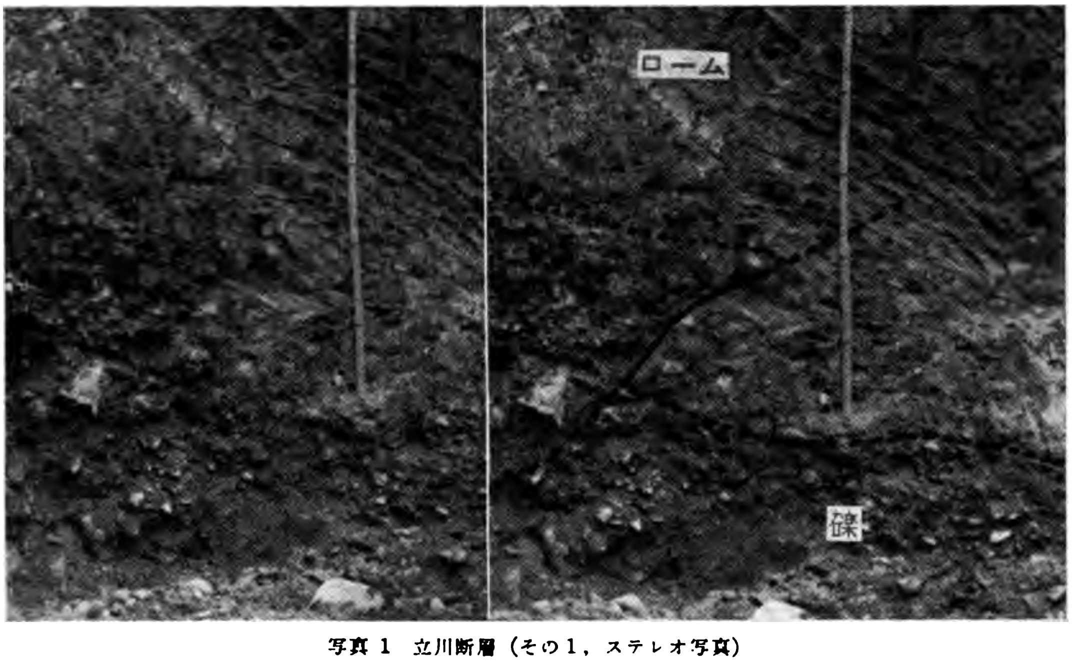


写真 1　立川断層（その1，ステレオ写真）

傾斜52°NE，見掛の最大垂直変位40cm である（写真2）。

図3の断面 A_1〜A_7 および B_1〜B_7 とそれに直交する断面 A_1〜E_1 が示すように，礫層上限の傾斜は北東に向って増大し，礫層は撓曲構造を示している。この付近の地表の斜面の比高は約4m あるが，これらの垂直変位量は断層による変位と撓曲による変位が累加して形成されたものと考えられる。

台地上では他に適切な露頭を観察していないが，関東山地内では古生層を切って，破砕帯を伴う断層が連続している。走向は N50°〜70°W で，傾斜は50°〜80°NE のものが多い。名栗川の左岸では未固結の断層粘土が見られる。

(3)　中央高速道の地質断面

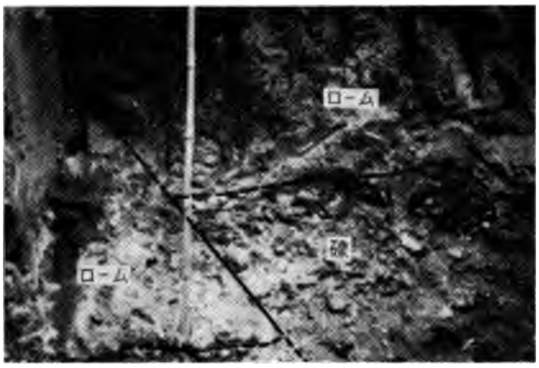


写真 2　立川断層（その2）

図5は中央高速道の多摩橋より府中インターに至るボーリング資料から作成した地質断面図である。図を見ると第三系（三浦層群）の上部に砂礫からなる沖積層が約7mの厚さで堆積しているが，青柳から南東へ立川断層を延長した地点の沖積層基底に凹部がある。そこには，砂礫の下部に約1mの礫混り粘土がある。またこの地点の東西両側では，沖積基底面に約2mの高度の違いがあり，西側（上流側）が低い。このことは，この附近の多摩川低地下に伏在断層のあることを示唆するだけでなく，沖積基底面形成後に立川断層が活動したことを示す。

(4)　重力異常値との関係

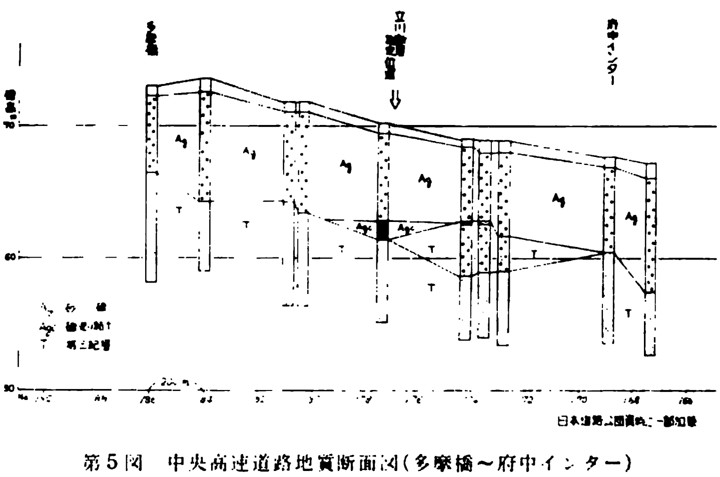
図6は国立防災科学技術センターの委託で帝国石油が実施した重力探査の中間構造検出（1975）による余剰重力図を示したものである。同探査の報告書は，解析結果から立川市～飯能市間にのびる北西系の潜在断層を推定しており，中間構造検出の余剰重力図の0 mgal 附近に推定構造線を引く事ができると述べている。この0 mgal 線はさらに浅川沿の東西系のもの，相模川台地上にのびる北西系のものがある。立川―飯能線の南端と相模線の北端を浅川沿の東西の線がつないだようになり，結局三者が折尺状を成している。

これらの構造と立川断層は，青柳―箱根ケ崎間で位置的に一致しているが，それより北方では方向がずれてゆくように見える。また立川断層は南西落であるのに対して，立川―飯能線は北東落となっており，垂直変位の方向は反対である。

2.　小手指ケ原断層

(1)位置と地形観察　狭山丘陵の東端，箱根ケ崎附近より，東北東へ小手指ケ原，下富，中西，大井に至り，更に箱根ケ崎西方では西北西へ向う明瞭な線状の地形配列がある。この地形の配列と下記の特徴から立川断層と共役の活断層が存在すると推定し，小手指ケ原断層と呼ぶ。

箱根ケ崎東方の一般走向はN57°E，その西方の走向はN75°Wで，いづれも北側落であり，断層崖の

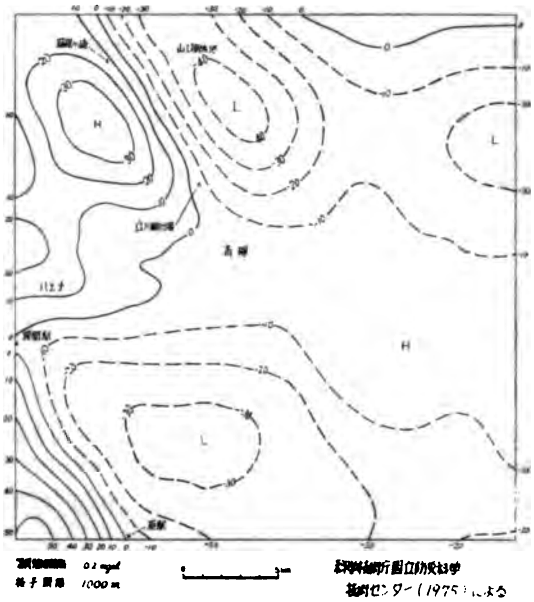


第5図　中央高速道路地質断面図（多摩橋～府中インター）

高度差は1～4mである。走向が変る箱根ケ崎附近は立川断層との交叉地点にあたる。

箱根ケ崎東方の箱根ケ崎～小手指ケ原間は明瞭な低断層崖は見当らないが，狭山丘陵と立川面，立川面と武蔵野面の界は直線的である。小手指ケ原以東では明らかに武蔵野面（M_2）を切っている斜面地形があり，下岩岡～下富岡間では高度約2mのドーム状地形を連ね，下富の東方では浅い非対称谷の南側斜面を通る。しかし大井以東では出入の大きい段丘崖に連り，断層の位置は不明となる。

(2)関越高速道の地質断面　図7は小手指ケ原断層を通過する関越高速道の北永井附近の地質断面図である。断層があると推定される附近の地表は浅い非対称谷であり，この周囲には関東ロームが4.8～5.6m堆積している。その下部に段丘構成物質の砂礫，粘土層がある。断層推定位置の南北の地表の高度差および段丘構成物上限の高度差は各々約2mでほぼ同じである。このことは同一地形面が断層活動により変位した可能性を示す。この路線上を広域的に見ると，断層推定位置の南側のローム層の厚さは北側より約50cm厚いようであるが，しかしこの附近のローム層の層厚をさらにより広域的に見た場合，北に行くに従い，薄くなる傾向がある。また地形面形成中にも断層活動があったとすれば，断層の両側の地形面に離水時期の違いがあったと考えることにより，ローム層の厚さの違いを説明することも可能である。

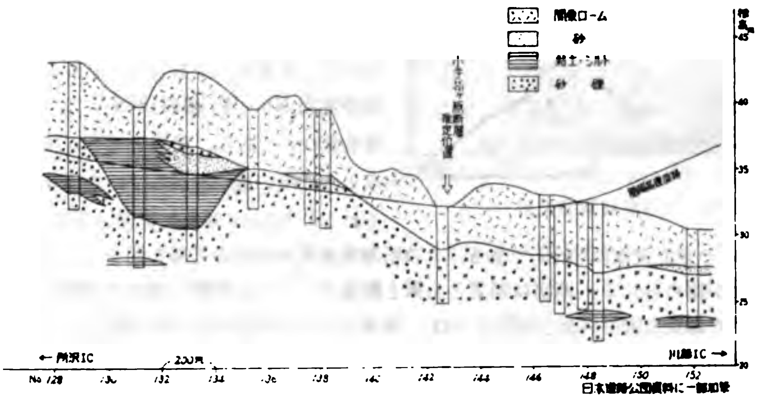


第6図　余剰重力図（中間構造検出）

いづれにしろ，この断層については，今後より詳細な地質調査を行い，活断層の可否の認定を行う必要がある。

3．青梅断層

(1)位置と地形観察　多摩川西方の日の出町大久保附近から北大久野川を通り，梅ケ谷峠，梅郷西方の山



第7図　関越高速道路地質断面図（所沢インター～川越インター）

腹を経て，青梅の柚木町附近で多摩川を横切り，大指を経て，名栗川の南西の山麓を通り，鳥居附近で立川断層と合流し，さらに名栗川に沿って進む線状地形がある。これを青梅断層と名付ける。

この断層は日の出～鳥居間では延長約16km，一般走向 N20°W である。垂直方向の変位は北東落，南西落の両方がある。梅郷の西方の山腹や，名栗川沿いではケルンコル，ケルンバットの発達がよい。梅郷付近の谷，尾根は左ずれの変位をしていると考えられるが，名栗川沿では右ずれと思われる谷地形もあり，横ずれについてははっきりしない。軍畑附近では，多摩川の河岸段丘面が支流の平溝川を境に変位しているように思われるが，活断層であると認定するにいたっていない。

(2)露頭観察 この断層線上には多摩川河岸などに古生層を切る5～10m 幅の断層破砕帯が認められる。北大久野川沿の道路建設現場での観察によれば，断層の走向は N35°W，傾斜51°SW である。断層面には条痕，段などがあり，条痕の傾斜は15°SE 下りで，左ずれの成分を伴っている。

4. 越生断層

飯能附近から，毛呂山附近，越生を通り，小川町にいたる断層を越生断層と名代ける。この断層は飯能～毛呂山間では，一般走向は真北に向き，毛呂山附近より北方では N25°W となる。延長約16km で，全般的に東落である。また断層線は雁行配列を示す。

飯能北方では，この断層線上に古生層を切る破砕帯がある。越生附近の引法山麓の小扇状地には比高0.5～1m の低断層崖らしいものが認められる。この延長線上の谷川には，結晶片岩を切る破砕帯，未固結の断層粘土を伴う断層が数 m ごとに平行して認められる。この断層の走向は N10°W である（傾斜は不明）。また都幾川右岸の桃木附近では，河岸段丘が0.5～1m 程度垂直に変位しているように思われる。以上のことから，越生断層は少くとも毛呂山附近より北方は活断層であると考えられる。

5. 深谷断層

深谷断層は松田時彦（1974, 1975）により，詳細な報告がなされている。断層崖は熊谷市三ケ尻から深谷市本町の東方を通り，岡部附近まで連続している。断層崖の一般走向は N45°W，北東落で，崖の比高は最大約10m，延長約10km である。

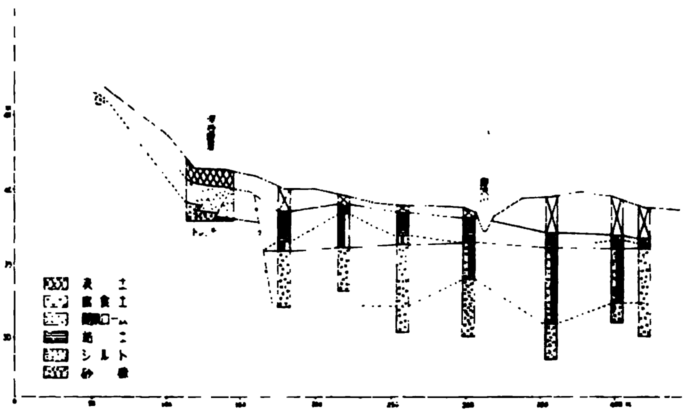


第8図 深谷断層観察位置

1974年11月，深谷駅の南東約450m の県道工事現場のトレンチで，地質的に断層を確認した。断層確認位置は図8に示す。また県道工事設計図の地盤高より求めた断層線上の斜面の断面に地質ボーリング資料およびトレンチの地質断面を加えて作成したのが図9である。トレンチの深さは約3m で，下部より礫層，礫混ローム，ロームとなっている。礫層は部分的に砂のレンズを狭んでおり，その上限附近にリグナイトが見られる。断層は二つあって，その1（写真3）は断層面の走向 N65°W，傾斜18°SW で，見かけの垂直変位量約50cm である。礫層とローム層が相互にからみ合うように喰い違いを示している。その2（写真4）は，それより約16m 離れた位置にあり，走向N70°W，傾斜23°S，見かけの垂直変位は40cm である。この断層は礫層と砂層の互層を切り，さらに上部のローム層の中にも断層面が認められる。断層は両者とも衝上断層で，ロームの降下後にも活動したことは明らかである。トレンチの延長方向の斜面上端附近では，礫層が地表下約50cm の所に露出しており，トレンチ内の礫層上限とを結んだ線は約10° の傾きを示している。

6. 櫛挽断層

櫛挽断層は松田時彦（1974）により活断層として報告されている。筆者らの調査によれば，この断層は



第9図　深谷断層および県道地質断面図

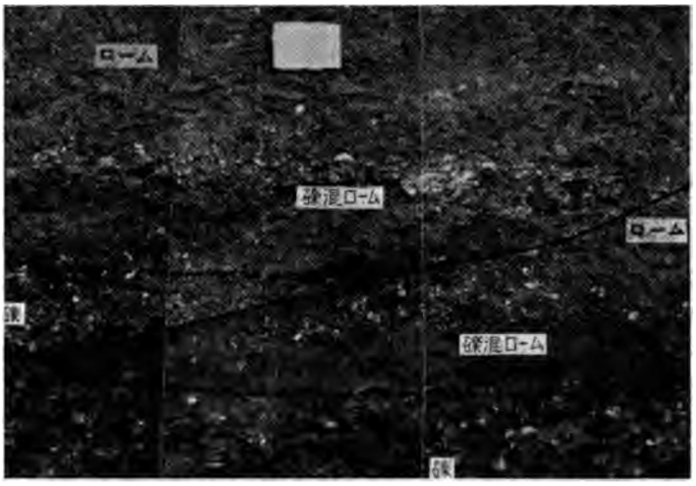


写真 3　深谷断層（その1）

古都から田向東南までの約3 km だけでなく，さらにその北西方向の神川村の入幡山附近より，上里村の植竹にも現われ，さらに藤岡市の本郷より，西平井まで追跡できる。また南東の延長方向では深谷市下郷付近にも一部台地上に現われている。

総延長は下郷から，西平井の西方まで23km で，一般走向 N70°W，南西落で，垂直変位量は台地上で最大約3 m である。この断層線上には，隆起側にマウンド，沈降側に小地溝状地形が見られる。また，三軒屋附近では，沈降側の台地面が波曲している。田向附近では，この断層と交叉する谷の上流部が氾濫原のパターンを示している。

この断層の南東方向の荒川以南には，断層と考えられる南西落の線状地形が，いくつかあるが，それらと櫛挽断層との関係は明らかでない。

7. 江南断層

江南断層は荒川の南方に発達する江南台地を切る断層で，筆者らもすでに認めていたものであるが，その後，丸田 (1975) が独自の調査から，上記の名称を考えたので，以後これに従う。しかし，この断層は江南台地の二つの段丘面上に認められるだけでなく，荒川の北部に広がる櫛挽台地上にも認められ，両者

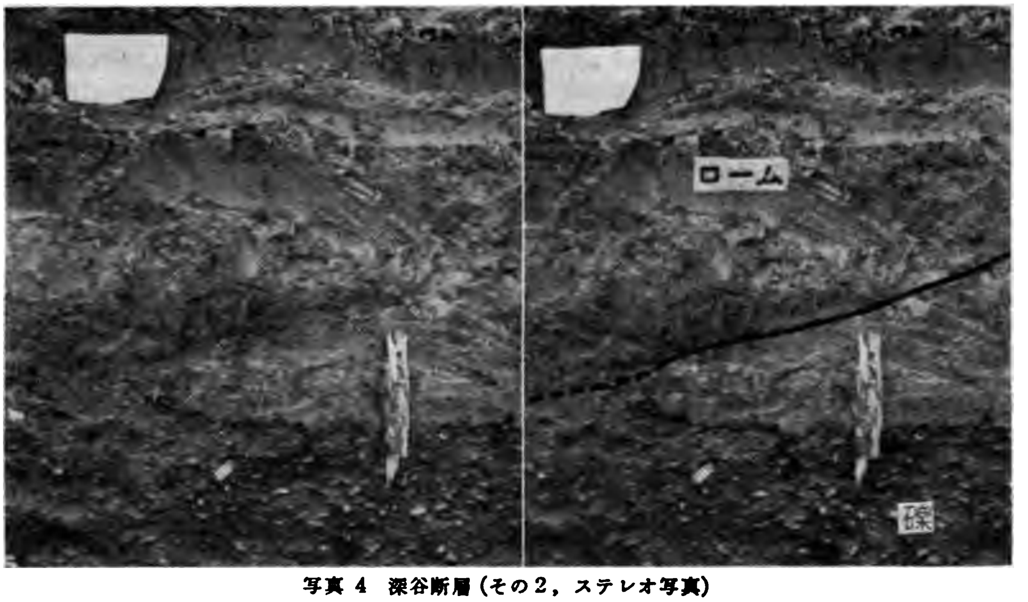


写真 4 深谷断層（その2，ステレオ写真）

の間の荒川低地にも伏在していると推定される。

江南断層は総延長約10km，一般走向 N33°W，南西落で垂直変位量は最大約 7 m（江南台地上位面）である。江南台地では，この断層線と交叉する谷は沈降側にあたる上流域が袋状に広がっており，隆起側にはマウンドも見られる。荒川右岸の高岡附近では，断層線の東側の台地が，荒川低地に突き出している。この突き出し部分と江南台地との間に小谷があり，突き出しの部分の台地面は谷へ向って傾動している。

櫛挽台地では前柳沢附近から境附近まで追跡可能で，比高約 1 m のゆるい斜面が連続して認められる，樫合では隆起側にマウンドが認められる。前柳沢南方で，断層線を通過する浅い谷は上流で広がっており，断層の変位に調和的である。

8．平井断層

(1)位置と地形観察　平井断層は松田時彦（1974）により活断層として報告されている。藤岡市の向平附近から，金井，保美，新宿，小平を通り，美里村の円良田附近まで追跡できる。向平～金井の間では，新旧の二つの段丘を切っており，また保美でも段丘を切っている。断層線は保美附近までは，段丘地形と丘陵地形の入り乱れている地域を通るが，神通側東方では第三系と三波川変成岩類の境界附近を通過する。

断層線の延長は約17km，一般走向 N60°W であるが，垂直変位は，向平，金井附近では南西落，保美以南では北東落となる。垂直変位量は向平の上位の段丘面では最大約13m，下位の段丘面では約10m であるが，保美附近の段丘面では 1 ～ 2 m である。

向平ではこの断層線と交叉する谷は左ずれの変位を示し，鮎川の西への屈曲も横ずれが原因と考えられる。金井以南では，断層線と交る小谷や，比較的大きな河谷の両側の地形線や，丘陵の稜線は，一様に50～200m の左ずれの変位を示している。以上のことから平井断層は左横ずれ断層と考えられる。

(2)露頭観察　平井断層は北西端の向平付近で分岐するが，その西側の断層線上の宅地造成現場の調整池内で地質的に断層を確認した（写真5）。断層は衝上断層であり，礫岩，泥岩を切っている。走向 N60°W，傾斜34°NE，見かけの垂直変位量は30cm である。また上盤にひきずりの模様が認められる。上部のローム層は人工的に削り取られているので，ローム層との関係は不明である。

9．磯部断層

九十九川，碓氷川に狭まれた磯部台地および碓氷川南方の台地上にあり，台地を変位させている活断層

を新たに磯部断層と名付ける。断層崖が明瞭に認められるところは，嶺，正善，八本木，碓氷川の区間と新地の東方より，下里岩区間の台地の上で，二つの台地に挟まれた低位の段丘も一部変位していると思われるところがある。断層線の一般走向は N35°W，延長約 5 km である。垂直変位は南西落であり，台地の一般傾斜方向と逆向きとなっている。磯部台地上の簗瀬附近で二つの段丘面を切っており，垂直変位量は上位面では最大約 6 m，下位面では最大約 3 m である。



写真 5　平井断層

この断層線上の正善附近には鉱泉と考えられる黄褐色の湧水が見られる。この附近には凝灰岩を切る走向 N27°W，傾斜72°NE の小断層らしいものが認められる。また碓氷川の右岸には，断層線の約30m 東方に，頁岩を切るいくつかの副断層が認められる。その一つは走向 N35°W，傾斜70°NE，みかけの垂直変位量20cm で，逆断層となっている。

10．大久保断層

(1) 位置および地形観察　赤城山南麓の板橋，大久保，大々間々市街地，渡良瀬川左岸の高津戸を経て，川内町に至る断層を新たに大久保断層と呼ぶ。一般走向 N70°W，南西落で延長約 7 km である。垂直変位量は大久保附近の凝灰岩台地上では約 7 m，渡良瀬川左岸の段丘では約 1 m である。この断層線と交叉する小谷の一部は左ずれの変位を示す。

(2) 露頭観察　この断層線上の大久保附近の宅地造成地で，地質的に断層を確認した（写真 6）。断層面の走向 N60°W，傾斜31°NE，みかけの最大垂直変位量1.7m である。断層はローム層およびその中の鹿沼浮



写真 6　大久保断層

石層を切った衝上断層である。この断層は，断層面の下部が見かけ上，傾斜がゆるくなるので，スランプ性地辷りの滑り面ではないかとの見方もあるが，附近に明瞭な地辷り地形がないので，前述の地形的特徴と併せて考えると断層であることは明らかである。

11．鍛冶谷戸断層

吾妻川北方の吹屋原，中組，鍛冶谷戸，横堀を経て，下小野に至る凝灰岩台地，河岸段丘を切る断層を鍛冶谷戸断層と呼ぶ。一般走向 N50°W，延長約 5 km であるが，垂直変位は南西落が卓越している。凝灰岩台地上の最大垂直変位量は約 8 m，段丘上では 1～2 m である。断層線上には，ケルコル，小地溝が認められ，またこれと交叉する谷は，20～40m の左ずれの変位を示す。

この断層線上では，地質的に断層を確認していないが，地形の特徴から活断層であると考えられる。

吾妻川流域の植栗附近の段丘上には，延長約1.5km，走向 N65°W，垂直変位量約 2 m の活断層と考えられる二つの線状地形がある。両者は約300m 離れて小地溝を形成している。

12．吾国山断層

茨城県の吾国山北方の中腹を東西に走る断層を新たに吾国山断層と呼ぶ。一般走向はほぼ東西で，花崗岩，斑れい岩よりなる山地を切っている。関東鉄道の雨引駅附近で台地をきり，また沖積面をわずかではあるが，変形せしめている。雨引より上加賀田まで総延長約14km で，雁行配列をなし，全体的にわずかに南側へ屈曲している。総延長約 14km で，全般的に北落が卓越している。福原，南指原附近では谷，尾根が，20～500m の右ずれの変位を示している。雨引駅附近の台地の垂直変位量は約 6 m である。

13．高峯断層

入溝山地の吾国山北方の高峯附近にある断層を新たに高峯断層と呼ぶ。総延長約 5 km，一般走向 N51°E で，全般的に南東落であるが，一部北西落の所もある。ケルコル，ケルバット，断層崖などの断層地形は比較的新鮮で，断層線の上流の谷は埋積されている。谷，尾根は左ずれの屈折を示すが，右ずれと思われる所もある。断層線上には崩壊地が直続しているが，自然的なものか，人工的なもの（砥石の採石による）かはよくわからない。高峯断層は山地内にのみ認められるので，決め手はないが，断層地形の解析程度から活断層であると考えられる。

IV．主要な構造性線状地形の分布と特徴

空中写真判読および上述の地形，地質観察にもとづき，関東平野と周辺の断層に関連して形成されたと考えられる構造性線状地形の大局的な分布と特徴は次の通りである。

1．NW-SE 系

国府津―松田―川原畑線　小田原東縁の国府津―松田断層については大塚(1929)，金子（1971）などにより詳細に報告されている。この断層の延長方向の高松と入町の間および松田庶子―人遠間に断層と考えられる二つの線状地形があり，さらに入町と人遠の中間より，中川に至るものがある。この延長方向には屏風岩山と畦ケ丸山の南東より道志川の川原田に至る断層地形が新鮮な活断層と考えられるものがある（畦ケ丸山断層と呼ぶ）。

以上の線状地形の総延長は約32km，一般走向 N30°W，南西落で，雁行配列を示している。

伊勢原―鶴川線　丹沢南東麓の伊勢原附近より，ゆるく曲線を描いて中津川中流にいたる数本の線状地形があり，そのうち中央の連続性のよいものについて金子(1972)，村井，金子（1973）は活断層として報告している。これら伊勢原断層を中心とした各断層の垂直変位の向きは，それぞれ違うが，全体的には北西落が卓越している。一般走向は N60°W であるが，南部では南北に近い走向となり，総延長約20km である。

伊勢原断層の延長方向と相模川の交叉地点の北東の下岩，奈須部附近から北西に延び，鶴川沿に進む一般走向 N65°W の鶴川断層がある。鶴川断層（村井，金子，1973，松田時彦ら，1975）は北西方向では多

第1表　活断層のリスト

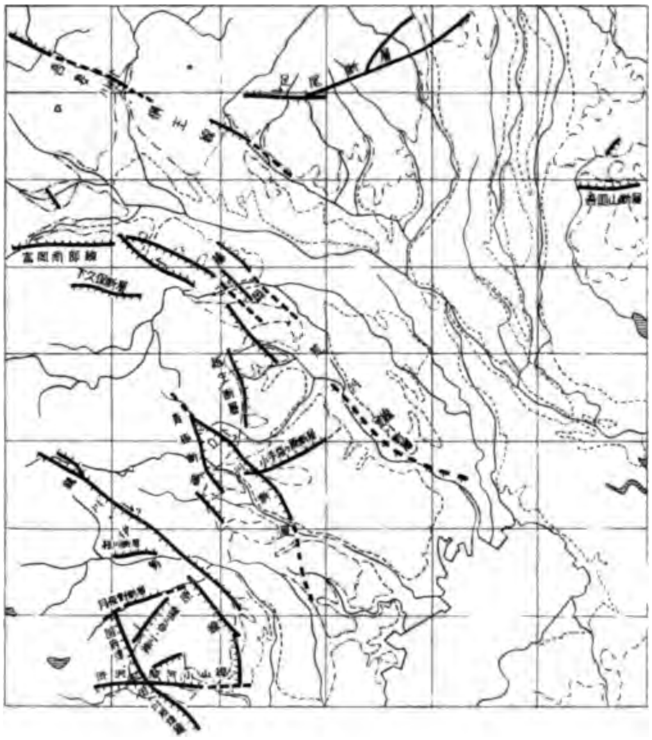
名称	地形図名(5万分1)	一般走向	長さ km	垂直変位		水平変位		断層線上の地形
				隆起側	変位量 m	左右	変位量 m	
立川断層	秩父，川越 青柳，八王子	N40°W	32+	NE	6 (立川面)	左(?)	20～30 (関東山地)	関東山地，阿須山丘陵，金子台，立川面，青柳面，多摩川低地
小手指ケ原断層	青柳，川越 大宮	N57°E	20	SE	4 (武蔵野面)	—	—	立川面，武蔵野面，所沢台地
青梅断層	秩父，五日市	N20°W	23+	E・W	—	—	—	関東山地，河岸段丘(?)
越生断層	熊谷，川越	N15°W	16	W	1 (扇状地)	—	—	関東山地，高麗丘陵，毛呂山丘陵，岩殿丘陵，
深谷断層	高崎，深谷 熊谷	N45°W	10+	SW	10 (武蔵野面)	—	—	武蔵野面，立川面，荒川低地(?)
櫛挽断層	高崎，寄居	N70°W	23+	N	3 (武蔵野面)	—	—	武蔵野面，立川面，丘陵末端沖積低地(?)
江南断層	寄居，熊谷	N33°W	10	NE	7 (江南台地)	—	—	江南台地，荒川低地
平井断層	高崎，寄居	N60°W	17	SW・NE	13 (平井台地)	左	50～200 (丘陵地)	平井台地，河岸段丘，山地丘陵
磯部断層	富岡	N35°W	5	NE	6 (安中台地)	—	—	横根台地，安中台地
大久保断層	前橋 桐生及足利	N70°W	7	N	7 (凝灰岩台地)	—	—	凝灰岩台地，河岸段丘
鍛治谷戸断層	中之条，沼田	N50°W	5	NE	8 (凝灰岩台地)	左	20～40 (凝灰岩台地)	凝灰岩台地，河岸段丘
吾国山断層	真壁	N85°E	14	N・S	6 (常総台地)	右	20～500 (八溝山地)	八溝山地，常総台地
高峯断層	真岡	N51°E	5	NW・SE	—	—	—	八溝山地

摩川上流の丹波川に沿って，一瀬高橋まで追跡可能で，延長約34km である。南西落の部分と北東落の部分があり，途中数ケ所で，段丘を切っている。下岩，奈須部の以南でも，延長方向に，断続的ではあるが，断層と考えられる線状地形が存在する。

伊勢原断層，鶴川断層を含めた伊勢原—鶴川線は総延長約70km，一般走向 N60°W である。

立川断層とその延長線　立川断層はすでに述べた通り，延長約32km，一般走向 N40°W，南西落を示す。これに多摩丘陵内の南北に近い線状地形を加えると総延長約47km となる。

藤岡—荒川線　埼玉県の東松山と群馬県の藤岡を結ぶ線の北東および南西に，すでに述べた深谷断層，江南断層，櫛挽断層，平井断層とそれらの延長と考えられる線状地形が見られる。これらの断層群の一般走向は N50°W～N60°W，垂直変位は断層によって北東落または南西落である。これらの断層群の南西への延長方向の岩殿丘陵，比企丘陵内には，断層らしい線状地形があり，さらにその南東では荒川低地内に推定されている荒川断層（松田時彦ら，1975）に連なる。以上の断層帯の総延長は約45km（荒川断層は除く）である。



第10図　関東平野と周辺の主要構造線パターン

桐生—吾妻川線　桐生市と吾妻川を結ぶ線上にすでに述べた大久保断層，鍛冶谷戸断層がある。また吾妻川の支流の四万川沿の高間山北東麓に，北東落の三つの断層らしい線状地形がある。これらの線状地形は相互に離れているので不明な点が多いが，一連の構造線と考えておく。

2．E-W 系

渋沢—駿河小山線　秦野盆地南縁に渋沢断層（大塚，1929，金子，1971）があり，その西方の高松附近にも東西にのびる北落の断層がある。また，駿河小山北西の湯船原附近にも東西走向の活断層（町田，1957）がある。これらの断層は連続するわけではないが，大局的には一連の構造線と考えられる。

桂川断層　桂川の北方の御坂層群の山地内に分岐して東西に走る二つの断層らしい線状地形がある。いづれも北落で，延長約 9 km である。

下久保断層　利根川支流の神通川流域の下久保ダムを横ぎり，ほぼ東西方向に走る延長約16km，南落の断層がある。この断層はダムの北側の山腹では数本の断層に分岐する。

富岡南部線　利根川支流の鏑川南方の古生層と三波川変成岩類の境界附近に，東西方向に断続的に発達する線状地形がある。総延長約22km で，一般に北落である。ただこれらの線状地形は開析が進んでおり，断層であるにしても，最近は活動していないように思われる。

足尾断層　足尾山地の南部および南東部に東西方向から北東方向に延びる断裂状の線状地形がある。これを新たに足尾断層と呼ぶ。渡瀬川左岸の八木原より，狸原，赤紫，鍋足，閑籠里を経て東方に進み，途中分岐するが，秋山で再び合流する。秋山より東方では，一般走向 N50°E となり，不動岳，高谷山附近を通り，笹の越路附近で，今市市の小代にいたるものと，鹿沼市の下沢を通り，坂ノ下に至るものとに分岐する。総延長は約50km で，垂直変位はあまり明瞭でないが，南落または南東落が一般的である。また

八木原～大戸間では，谷はいづれも断層線との交叉地点で，20～30m 右にずれているので，右ずれ断層の可能性がある。

この断層線上の大茂での現地観察によれば，走向 N90°E，傾斜50°S の破砕帯，断層粘土を伴う断層がある。しかし断層粘土は，ここではかなり固結している。

足尾断層は，全般的に開析が進んでおり，段丘などの新しい地形の変位を確認していないので，活断層とは言い難い。しかし，関東平野の北部にあって，東西系から北東系へ移行する大規模な断層である点において，特異な存在である。

3．NE-SW 系

月夜野断層　月夜野断層（松田時彦ら，1975）は相模川支流道志川沿にあり，一般走向 N80°E，北落の断層である。池之原から月夜野までは，地形的に明瞭で，その間約 8 km である。さらに東方へ道志川沿いに延びるものと考えられる。

神川一中川線　道志川の青根附近から神川に沿って，N50°E の方向に延びる断層と考えられる線状地形がある。延長約 6 km で，南東落と北西落の二つの線状地形がグラーベン状に配列している。その延長方向の酒匂川支流の中川沿にも南東落の約 4 km の線状地形が認められる。

皆瀬川一稲郷線　丹沢山地の中津川上流に N75°E，南東落の線状地形がある。延長約10km で，その一部は地形的にみて断層であることは明瞭である。

小手指ケ原断層　一般走向 N57°E，延長約20km の北落の推定断層であり，これについてはすでに述べた。

4．N-S 系

この系列は数が少く，すでに述べた青梅断層（一般走向 N20°W，延長約23km，北東落または南西落）と越生断層（一般走向 N0°～25°W，総延長約21km，東落）の 2 つが顕著である。関東山地内には，これらと平行した小規模な南北系断層が目立つ。

5．配列の特徴

関東平野とその周辺の構造性線状地形の特徴は，NW-SE 系の 5 つの線状地形が20～28km の間隔で，関東平野の西側にほぼ平行して，配列していることである。また，鶴川一伊勢原線と立川断層とその延長線は，北東方向に曲線を描くような走向を示している。北関東では，この系列の平井断層，鍛冶谷戸断層などは，左ずれの水平変位を示している。また，立川断層も左ずれの可能性がある。

N-S 系は数は少いが，青梅，越生の両断層は平行して配列し，青梅断層は北部で，立川断層に接近し，両者が分岐するような配列となっている。

E-W 系は NW-SE 系についで目立っているが，配列の規則性が明瞭でない。しかし北部の足尾断層，吾国山断層は明らかに右ずれの成分を伴っている。NE-SW 系のうち，小手指ケ原断層，月夜野断層などは，E-W 系に近い。足尾断層は西部では E-W 系であるが，東部では NE-SW 系に移行している。

以上の関東平野と周辺地域の構造性線状地形の分布，配列を大胆に表示したのが図10である。

V．まとめおよび今後の課題

この調査研究は内陸性浅発地震対策の基礎的資料を得るために行ったものである。それに関連して次の事項が明らかになった。

1．空中写真判読および一部現地調査の結果，関東平野とその周辺地域に，次の新たな活断層の存在がわかった。それらは立川断層，越生断層，江南断層，磯部断層，大久保断層，鍛冶谷戸断層，吾国山断層，高峰断層である。また立川断層と共役関係にあると考えられる小手指ケ原断層の存在を推定することが出来る。

2．すでに報告されている平井断層，深谷断層および新たに活断層と認定した立川断層，大久保断層

は，地表近くでは逆断層または衝上断層である。

3. 平井断層，鍛冶谷戸断層および立川断層は左横ずれ断層またはその可能性のある断層である。また吾国山断層は右横ずれ断層と考えられる。

4. 関東平野とその周辺の活断層またはその可能性のある構造性線状地形は大局的には NW 系が規模が大で，比較的規則的な配列を示す。それらは，①国府津一松田一川原畑線，②伊勢原一鶴川線，③立川断層とその延長線，④藤岡一荒川線，⑤桐生一吾妻川線である。

これらに対して，E-W 系またはそれらに近い NE 系が目立つが，配列に規則性が乏しい。その中で比較的規模の大きいものは，渋沢一駿河小山線，富岡南部線，足尾断層などである。

今後の課題は，活断層として認定し得なかった構造性線状地形の活断層の可否の検討および各活断層の活動周期，平均変位置の把握，活断層の総延長の把握，関東平野周辺の新期の地殻応力系の解明などである。また，今回明らかにすることの出来なかった関東平野東部の伏在活断層の存否の検討を行う必要がある。

以上，活断層の実態をさらに明らかにすることにより，首都圏の内陸性浅発地震を配慮した土地利用の適性計画が可能となる。さらに，活断層の配列を見極めた上で，精密測地網，微少地震や異常地下水の観測所の配置を行うことにより，地震予知の目標達成がより前進するものと考えられる。

本稿は1974年度建設技術研究会および1975年度日本地理学会春季学術大会で発表した内容に，その後の調査内容を加筆したものである。

本研究の実施にあたっては，国土地理院の高崎正義参事官，西村蹊二地理調査部長より御支援をいただいた。また，中村六郎地理第一課長を始め，地理第一課の職員各位からは，数多くの御協力を得た。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

引用文献

大塚弥之助(1929)：大磯地塊を中心とする地域の層序．地学雑誌，**36**，p. 435-456，479-497.

OTUKA, Y. (1936) : Marine lower pleistocene of the central Kwanto Plain. *Bull. Earthq. Res. Inst*. **14**, p. 75-82.

貝塚爽平(1957)：武蔵野台地の地形変位とその関東造盆地運動における意義．第四紀研究，**1**，p. 22-30.

——(1972)：島弧系の大地形とプレートテクトニクス，科学，**42**，p. 573-581.

——(1974)：関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動．関東地方の地震と地殻変動，p. 99-118.

——(1975)：台地面の変形から知られる活構造．東京直下型地震に関する調査(その2)．東京都防災会議，p. 43-54.

垣見俊弘・平山次郎・岡　重文・杉村　新(1971)：南下浦断層の変位の性格，とくに垂直変位量について．第四紀研究，**10**，p. 81-91.

——・衣笠善博・木村政昭(1973)：後期新生代地質構造図，「東京」1：50,000，地質調査所.

金子史郎(1968)：鷹山衝上断層について．地理評，**28**，p. 536-547.

KANEKO, S. (1969) : Right-lateral faulting in Miura peninsula south of Tokyo, *Japan. Jour. Geol. Soc. Japan*. **75**, p. 199-208.

——(1971) : Neotectonics of Oiso Hill and contiguous district in South Kanto, *Japan. Jour. Geol. Soc. Japan*, **77**, p. 345-358.

——(1972) : Some Remarks on the strike-slip faulting in Miura Peninsula and Sagami Bay area South Kanto, *Japan. Jour, Geol, Soc. Japan*, **78**, p. 203-212.

菊地隆男(1975)：関東平野西部の活断層による多摩面の変形，東京直下型地震に関する研究(その2)．東京都防災会議，p. 75-105.

菊原和子(1975)：国府津松田断層地域についての二・三の考察．関東の四紀，No. 2，p. 38-43.

国立防災科学技術センター(1975)：首都圏南部地震予知研究のための東京西部地区重力精密調査.

小島泰江・佐藤優子(1975)：秦野盆地形成における活断層の意義．関東の四紀，No. 2，p. 33-34.

杉村　新(1964)：三浦半島の南下浦断層と武山断層．地質雑，70，p. 397．
――(1974)：関東地震と活断層．関東地方の地震と地殻変動，p. 157-174．
鈴木美和子(1972)：地形分類図「青梅」，同報告書．経済企画庁．
堀口万吉(1974)：関東平野西部の地形区分と段丘面の変動．関東地方の地震と地殻変動，p. 119-129．
町田　洋・森山昭雄(1968)：大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史．地理評，41，p. 241-257．
――(1973)：南関東における第四紀中，後期の編年と海底地形面の変動．地学雑，82，p. 53-76．
――松島義章・今永　勇(1975)：富士山東麓駿河小山付近の第四系―とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について―．第四紀研究，14，p. 77-90．
松田時彦(1974)：東京付近の活断層について．東京直下型地震に関する研究(その１)．東京防災会議，p. 59-61．
――・山崎晴雄・金子史郎(1975)：西関東の活断層，東京直下型地震に関する研究(その２)．東京防災会議，p. 75-105．
丸田英明(1975)：荒川沿いのリニアメントと変動地形，東京直下型地震に関する研究(その２)．東京防災会議，p. 55-65．
村井　勇・金子史郎(1973)：南関東のネオテクトニクスノート．関東地震50周年論文集，p. 125-145．
矢部長克・青木廉二郎(1927)：関東構造盆地周縁山地に沿える段丘の地質時代．地理評，3，p. 79-87．
山崎直方(1925)：関東地震の地形学的考察．震災予調報告，100，p. 11-54．
吉川虎雄(1972)：山崎直方先生と変動地形の研究．地理評，44，p. 552-564．

(1976年12月24日受理)

地学雑誌 86, 2 (1977)

山地における地形分類の最近の動向と課題

小 泉 武 栄*

Recent trend and problems of the classification of mountain landforms

Takeei KOIZUMI

はじめに

低地や台地の地形については災害等との直接的な関わりあいもあつて，比較的古くから分類が試みられ，成因に基づいた分類体系がすでにいくつか整えられている。これは，低地や台地の地形には個々の地形単位の広がりに応じて範囲を限定された堆積物が残されていて成因を明らかにしやすいこと，地形形成の時代が相対的に新しく，かなりの精度で明らかにされていること，古くから人類の居住の場所となつていて生活との関わりあいが深く，それぞれの地形に具体的な名称がつけられていたこと等が，分類基準の設定に有利な条件を提供したためであろう。

これに対し山地地形の分類においてはこのような有利な条件は存在せず，もっぱら形態に頼らざるを得ないという制約から，立ち遅れの観が強く，必ずしも完成しているとは言い難いように思われる。筆者はこの小論で最近の山地地形の分類をいくつか紹介し，今後の考察のための資料を提供しようと考える。

I. 山地斜面の分類について

山地斜面の分類が山地における地形分類を代表するようになつたのはおそらく，ここ10数年来のことであろう。この間に提出された山地の地形分類はほぼ例外なく斜面分類であるから，本稿でもまずここから出発したい。

この間の動向については羽田野 (1971) が簡略にまとめているが，それによれば三次元的な形態をもつ斜面をどのように把えるかが根本問題であり，斜面分類の方法はその観点によつて3つに大別されるという。1つは傾斜や縦断形，水平または横断形，地形的位置などとそれらの組み合わせによる形態的類型区分，次は構成物質や形成営力，形成時期などに基づいた成因的分類，そして最後は水系，分水界による斜面の区分で，流域を1つの単位とみなすものである。彼は山地における地形単位の設定にあたつてその階層性に留意することの必要性を述べているほか，多雨で大部分森林におおわれ，かなりの急斜面でも土壌被を有するわが国においては，他地域で提出された分類単位をそのまま適用するのは問題があろうと指摘している。

また YOUNG (1972) も「Slopes」という本の中で同様にこれまでの斜面区分に関する研究をまとめているが，それによれば斜面区分には河間地域から山麓部まで含む広い地域内の全斜面を対象にした区分と，比較的狭い地域内の谷壁斜面の一部分を対象にした区分との2種類があり，彼はそれぞれ小縮尺の地図と大縮尺の地図に対応するとした。この2つの区分はさらに成因やレゴリスの有無のような諸特徴あるいは形態等に基づいたいくつかの分類を含むという[1]。

ここでは一応羽田野や YOUNG の総括から離れ，最近の代表的な研究を便宜的にいくつかに分

* 東京大学大学院理学系研究科地理学専門課程

1) この YOUNG のまとめ方は羽田野のものとはかなり異なつているが，斜面を区分することの目的が不明瞭なままに終始しており，得られることは多くない。「地球の表面の大部分は谷壁斜面からなりたつている」(p. 3) 程度の認識から出発しているのでやむを得ないであろう。ただ全体としてみれば，多数の論文が簡単にレビューされているので便利である。

けた上で簡単に紹介したい。そしてその上で最近の動向をさぐり，若干の意見を述べたいと考える。

1. 縦断方向の断面形に基づく分類

地形学においては斜面形とは一般には縦断方向の断面の形を指しており，現在でもこれについて多くの議論がなされている。このうちには岩石の風化速度に比して侵食速度が速い場合に convex な上昇斜面，逆の場合に concave な下降斜面，両者がつりあっている場合に平衡斜面になるという有名な図式がある（W. PENCK (1924)：地形分析，139-192，町田貢訳，1971)。

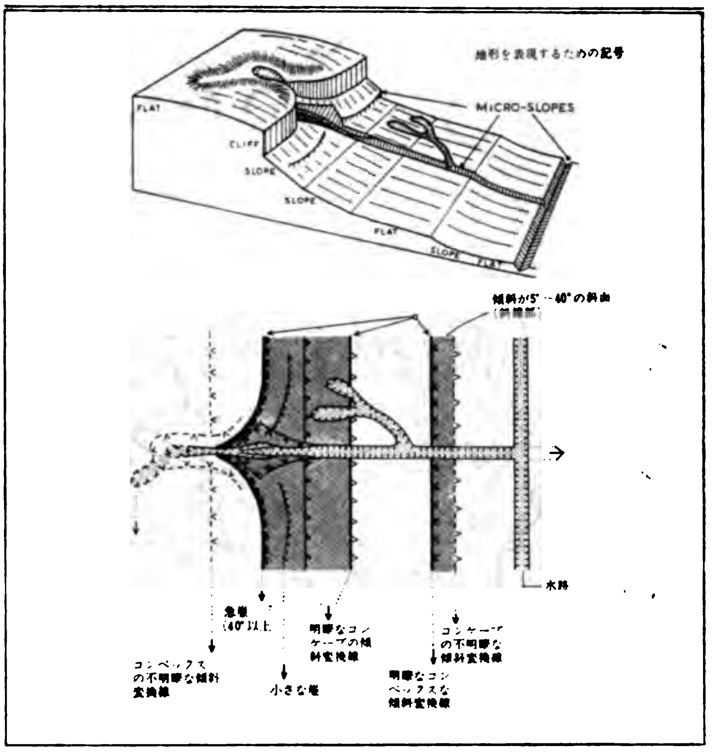


図 1　地形を表現するための記号，SAVIGEAR (1965) による

斜面の縦断形をもとにした斜面区分の方法もいくつか考えられているが，最近の代表的なものは YOUNG (1964, 1971) にみられるように，従来1つの斜面とされてきた山頂から谷底までの部分をもう少し細かく見て，斜面を convex な部分，concave な部分，それに直線状の部分に分け，それらの集合として斜面を記載しようという ものである。CURTIS et al.(1965) や GREGORY and BROWN (1966) はこれを改良して斜面単位間の接続のし方に関する資料を加え，記号化して地形図上に落とし，それぞれの分布を表現しようと試みている（図1，図2)。

2. 縦断形とコンターの形状を併用した分類

AHNERT (1970) は concave, convex, 直線状の縦断面形にコンターの形状を併用して斜面を区分することを試み，縦断面形とコンターの形状をそれぞれ記号化して斜面の特徴を記載しようとした。しかしこれには多分に観念的なところがあり，実際の斜面への適用は行なわれていない。また TROEH (1965) は斜面の縦断形，横断形についてそれぞれ concave, convexの2型を考え，これらを組み合わせて図3に示したような4つの斜面形を考えた。これらは斜面上の水の動き方および斜面物質の移動の様式を基本的に決定していると考えられ，きわめて興味ある分類法であるが，ごく理想化されており，やはり実際の斜面には適用されていないようである。

式 (1960) は表1に示したような地形分類単位を紹介している。この分類は山地の保全に役だたせることを目的としており，分類に先だって斜面上の物質の動きや，土壌と斜面形との対応関係が調べられている。それによれば，凹斜面は浅いロート状の斜面で，斜面上の物質は比較的粗粒の砂および風化角礫からなり，最大傾斜線に沿つて常に匍行を行ない，あるいは細流によつて徐動している。斜面上には熟した土壌の発達はなく，物質は新鮮で比較的湿性であり，林木の生長にはよいが，崩壊をおこしやすい。これに対し凸斜面は多

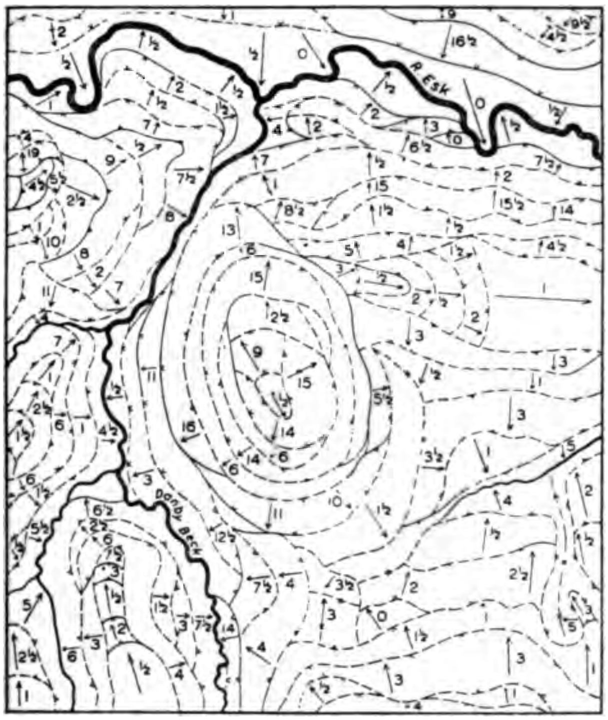


図 2 イギリスヨークシャー州 Eskdole 付近の斜面区分図。数字は傾斜（%）を示す。

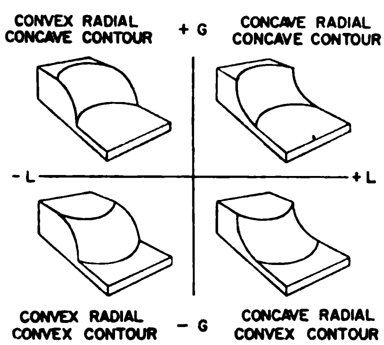


図 3 水平，垂直両方向の凹凸の組み合わせによる斜面の分類（TROEH, 1965)

くは稜線部の小起伏地形面から傾斜度を増して連続的に移化するもので，表面は比較的ち密な酸化の進んだ粘土質土壌におおわれ，表層物質の著しい移動は認めることができない。

両者の関係をみると凹斜面は凸斜面をしだいに蚕食して面積を広めようと作用し，凸斜面はこの侵食に対して抵抗的に作用して，ある場所では不連続に分断された形をとるという。

式はこの分類方法を野呂川上流部の山地に適用して斜面分類図をつくったが，この分類法はその後，久保(1961)ら土壌関係者に採用され，斜面形と土壌型との間に密接な関係のあることが確められた。

3. 斜面の傾斜とコンターの形状に基づいた分類

国土地理院の土地条件図や国土調査による地形分類図は斜面を大きく傾斜で分類し，さらにコンターの形状から尾根型，谷型，直線型その他に分類する方法をとつている。たとえば土地条件図では傾斜35°，20° をもつて極急斜面，急斜面，緩斜面に分け，コンターの形状をこれと組み合わせて 9 つの単位を設けており，また国土調査による地形分類図では山頂緩斜面，山腹緩斜面，山麓緩斜面および急斜面に分けている。このように斜面は主に形態によつて分類されているが，実際にはこれだけでは不十分なため，土地条件図では崖錐や土石流堆などを山麓堆積地形，崩壊地や地辷り地，露岩地などを変形地として加え，また国土調査でも地辷り地形や崩壊地形，泥流地形，崖などを加えている。

すなわちこの分類は形態による分類と地形形成作用による分類の併用といえる。このような分類は基準が一定していないため，斜面の変化過程などを知るには限界があるが，応用面たとえば土壌の分布や崩壊地の分布と地形との関係をマクロに把握しようとするような場合や，土地利用との関係をみようとする際などには有効であろう。

4. 斜面上の位置と表層物質に注目した分類

斜面上の位置や水の動き，あるいは風化砕屑物や土壌の厚さに基づいて斜面を区分しようとしたものに HACK and GOODLETT (1960)，田村(1969, 1974, 1975)，竹下・中島(1960, 1961)等の研究がある。HACK and GOODLETT は斜面を水の分散，集中に注意しながら，横断形，縦断形とも convex な crest slope(Nose)，両方とも直線状の valley side slope，そして両方ともconcave な foot slope

第1表　土地利用区分のための地形分類単位第2次案
(「山地」の部分のみの抜萃)

大分類	中分類	小分類	細分類	備考
山地	緩斜面	尾根性	A．硬岩 B．鉱岩 C．石灰岩 D．火山岩 E．岩層	現輪廻の谷頭侵蝕がおよばず，傾斜 20° 以内の所
		浅谷性		
	急斜面	凹斜面	必要に応じて緩斜面の細分類を採用する	表面物質の比較的不安定な斜面に対応する
		凸斜面		表面物質の比較的安定な斜面に対応する
		直線斜面		断面形が直線を示す斜面
		刻みの多い斜面		谷密度 80km² 以上，谷密度の計算法は地形調査準則による
		崖		傾斜40°以上の斜面(土砂の安息角を越える)

註　地形分類単位は中，小，細分類の組合せで個有名称が作られる。



図 4　斜面を構成する地形要素とそこに働く水および
マスムーブメントの作用，KING (1962) による。

(Hollow および Channelway からなる) の3つに分け，アパラチア山脈中部の森林におおわれたいくつかの流域をこの方法で区分している。彼らはあわせて表層堆積物や土壌，森林植生を調査してこれらが斜面形と密接な関連をもつことを見出し，集中豪雨や洪水によってひきおこされた地形の変化がこれら全体の変化をもたらすことを指摘した。

田村は仙台付近の丘陵の小さい谷の谷頭部の微地形分類を行ない，頂部斜面，谷壁斜面，谷頭凹地，谷頭平底および水路の5つに分類した。各部分の間は比較明瞭な傾斜変換線や小崖で境されるという。このうち頂部斜面と谷壁斜面では土壌は薄く，基盤岩石が露出していることもあるが，谷頭凹地と谷頭平底は斜面上部からの砕屑物の供給によってつくられた堆積地形である。

田村の研究は斜面の発達過程の解明をめざしており，谷頭部といった地形変化の速い部分を対象に興味深い資料を得ているが，丘陵の小さな谷頭部という限られた部分に対象が限られており，山地斜面にそのまま適用することは困難である。

竹下・中島の研究は斜面の微地形や土壌と森林の立地との関連を明らかにすることに研究の主眼があるが，斜面区分についてもみるべきところが多い。彼らは斜面に作用する侵食一堆積作用に基づき，模式的な斜面構造として尾根型斜面と谷型斜面の2つを設定し，尾根型斜面では斜面物質は薄く，表面侵食の結果斜面が従順化されるのに対し，谷型斜面においては斜面物質が厚く，主として崩壊によって斜面が変化していくとした。

5．斜面の縦断形と斜面物質の動き方に注目した分類

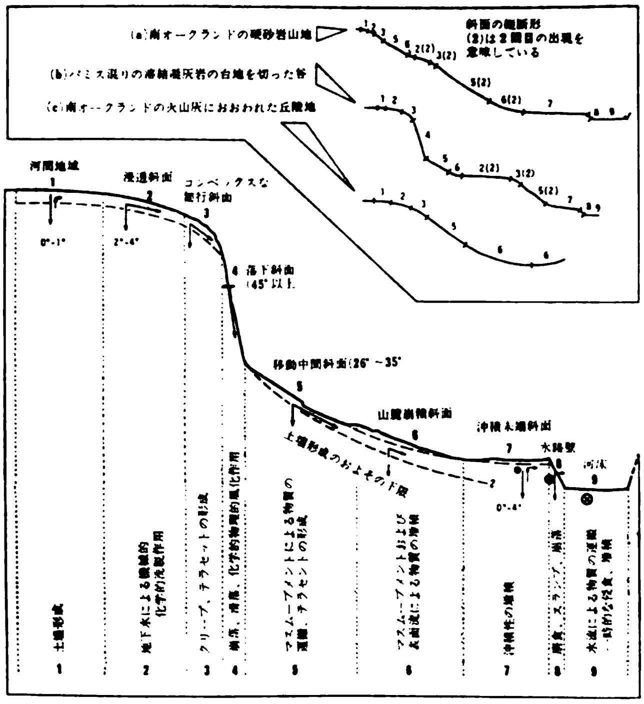


図 5　DARLYMPLE et al. (1968) による 9 つの地形単位

て形成された崩壊地形を斜面を構成する最小単位として地形分類を行なつた。山地斜面は崩壊地形と非崩壊地形に大別され，そのうち崩壊地形は山腹崩壊地形と渓岸崩壊地形とに分けられる。そしてそれぞれの崩壊地形は形態によってさらにいくつかに細分される。

守屋は斜面区分を行なつて新しい崩壊地の他に，植生におおわれた古い崩壊地のあることを見出し，山地斜面の大部分は新旧の崩壊地から構成されているとした。そしてこれらの崩壊地形は温帯湿潤気候下の示相地形として意味のあるものであろうと考えた。

この守屋の考え方は従来のように形態にとらわれず，崩壊という斜面変化のプロセスに基づいて分類したという点で意義あるものである。とくに多雨地域での斜面の発達を考える際には重要な指摘となろう。しかし崩壊以外の斜面の変化プロセスはあえて無視されているし，各地域ごとの斜面変化の特徴が表現されないというように全く問題がないわけではない。このあたりにもう少し改良の余地があるように思われる。

これにはまず KING (1962) の有名なモデルをあげることができる(図 4)。KING は斜面の平行後退に伴う斜面物質の移動の結果，斜面は図に示したように，傾斜変換線で境される 4 つの部分に分けられるとした。

DARLYMPLE et al. (1968) はニュージーランドの山地斜面を調べ，斜面が図 5 に示したような 9 つの単元から成りたつことを見出した。ところによっては一部の単元がくり返して発現したり，あるいは抜け落ちることもあるが，分類の基準は山頂部から河床までの砕屑物の移動様式とそれに伴つて生じた地表の形態にあり，興味深い結果を得ている。斜面プロセスは岩質や土壌，植生の違いによつて異なり，まだ十分に明らかにされていないが，斜面発達の研究に 1 つの方法を示したものといえよう。

6.　崩壊地形を最小単位とした地形分類

守屋 (1972) は日本のような温帯湿潤気候下の山地では，豪雨時に発生する崩壊が山地斜面の発達の主要な機構であると考え，一回の崩壊によつ

7.　地形形成作用に基づいた分類

SCHWEIZER (1968) は Hohen Seealpen の高山地域の地形分類を試み，主として地形形成作用とその結果である地形および堆積物に基づいて地形分類を行なつている。彼は高山地域における地形形成作用として急速なマスムーブメント，ゆつくりしたマスムーブメント，流水，氷河と万年雪の 4 つをあげ，それぞれに次の地形が属するとした。

まず急速なマスムーブメントによつて形成される地形には崖錐，泥流錐，なだれの地形があり，ゆつくりしたマスムーブメントによつてできる地

第2表　谷川連峰の地形形成単位

地表面の状態	地形形成単位		主な植生	現在の営力	土壌・小気候など
露岩地	1. 裸岩壁		ミヤマナラ・アズマシャクナゲ・アカミノイヌツゲ・タムシバ・クロベ	凍結融解，rock fall，豪雨時の wash	基盤岩石露出，節理の影響大，積雪少
露岩地	2. ナダレ残雪地		ヌマガヤ・キンコウカ・ショウジョウスゲ・ムシトリスミレ	ナダレにより蓄積された積雪による保護，豪雨時の wash	基盤岩石露出，積雪量大，日照時間少
疎らな植生地	3. 崩壊斜面		1，4，7 および裸地(砂礫地)がモザイク状に分布する	1，4，7 の複合	砂礫地，露岩地，未熟な土壌をもつ地域が複合
疎らな植生地	4. 強風砂礫地		ショウジョウスゲ，ガンコウラン一部にハイマツを含む	豪雨時の wash フロスト・クリープ	基盤の上に細粒物質を含む角礫層，積雪少
密な植生地	5. 植被残雪凹地		ショウジョウスゲ・ヌマガヤ・キンコウカ・イワイチョウ・チングルマ	豪雨時の wash	泥炭（一部は形成中）消雪期は7月上旬
密な植生地	6. 植被残雪緩斜面		チシマザキ，一部にサラサドウダンアカミノイヌツゲ，ダケカンバ	積雪による保護，周辺では融雪時の地スベリ，ガリー侵食	形成のおわつた泥炭層，5中旬には消雪
密な植生地	7. 植被残雪急斜面		チシマザサ・ヤハズハンノキ・ヒメヤシャブシ・ウラジロヨウラク・ウスユキハナヒリノキ・タニウツギ	底ナダレ，積雪のクリープ融雪時，豪雨時の wash	未熟な土壌，積雪の移動域
密な植生地	8. 植被残雪谷底		谷底部は高茎草原（ヤマヨモギ・ヤマシシウド・ソバナ）周辺部は広茎草原＋ツガザクラなど	ナダレにより蓄積された積雪による保護，豪雨時の wash	谷底部では流水による栄養分の集積がみられる
密な植生地	9. 植被稜線		高所ではハイマツ・アズマシャクナゲ，より低所ではキタゴヨウ，クロベ，ミヤマナラ	凍結融解，rock fall，底ナダレによる両側斜面の後退	酸性土壌，乾燥，強風積雪の影響少
密な植生地	10. 森林平滑斜面		ブナーチシマザサ群集（ブナ，チシマザサ，ミズナラ，リョウブ）	豪雨時の wash および谷壁斜面の崩壊	厚さ 30cm 以下の褐色森林土壌，その下位にはソリフラクション堆積物，角礫層などがみられる
密な植生地	11. 森林平坦地	段丘面 沖積錐など	ホウノキ，トチノキ，ヤマハンノキアオハダ，イタヤカエデ，チシマザサ，ハイイヌガヤ		
密な植生地	11. 森林平坦地	沖積地	オノエヤナギ，ノロヤナギサワグルミ	洪水	未熟な土壌

小野(1976)による

形には移動岩屑堆（Wanderschuttdecken），構造土ならびに多重山稜（Doppelgrat）があげられる。流水による地形には，河床洗掘地や斜面への切り込みのような侵食地形と，沖積錐のような堆積地形とがある。氷河や万年雪による地形はカールやルンドヘッカーのような侵食地形と，モレーンやロックグレーシャーなどの堆積地形とに分けられ，このうちモレーンはさらに時代によつて区分される。

SCHWEIZER の分類の特徴は，いわゆる「斜面」を分類の単位からは除外していることで，そのことによつてかえつてすつきりした分類が可能になつている。彼の研究の成果は精緻な地形分類図としてまとめられている。

日本の高山では岩田 (1974a. b) が SCHWEIZER のものに比較的近い分類を試みている。彼は白馬

岳北方の長池を囲む一帯を対象にして地形学図と地表分類図を作製している。地形学図では主として斜面の形態と堆積物の成因に基づいて地形分類が行なわれ，従来みられなかつた精度で詳しい図がつくられている。地表分類図では地表面に働く地形形成作用のほか，植生の分布や積雪の分布も考慮し，地表面を強風砂礫地，密な植生地，残雪砂礫地に分けてそれぞれをさらに細かく分類している。この図には構造土など斜面上の微地形も表現されている。

SCHWEIZER や岩田の分類は興味深いものではあるが，対象が物質の動きの激しい高山地域に限られており，適用できる範囲も高山地域に限られてしまう。したがつて森林におおわれた，山地のより低い部分にまでこのような分類法を及ぼすとすれば，それに適した別の分類単位が必要である。このような地形分類の試みはまだなされていないが，検討に値する課題であろう。

このほかこの分類法に準ずるものとして小野(1976) の谷川岳における地形分類の試みがある(表2)。小野の分類は基本的には地形形成作用に基づいており，狭くて複雑な地域の記載には便利である。また景観単位としての性格も兼ね備えているため，わかりやすい分類となつている。しかし分類の基準が便宜的でやや系統性に乏しく，とくに大区分の基準が植生であるのは問題であろう。植生は環境の総合的表現であり，分類の基準としては識別しやすく，間違いが少ないため，分類が容易になるという長所はもつている。しかし地形分類としての系統性は明らかに薄れてしまう。

この分類は地形分類としてよりもむしろ土地分類の1つの試みとして意義あるものといえよう。

II. 斜面の地形分類と山地地形の分類

以上斜面分類に関する最近のいくつかの研究を紹介した。大まかにいつて次のような傾向を認めることができる。1つは形態による区分から脱して，地形をつくつた作用や構成物に基づく分類が優勢になつてきていること，もう1つは斜面形と土壌や表層地質，水の動き，植生等との関連が重視されるようになつてきたことである。さらに従来みられなかつた精度で分類が行なわれ，小規模な地形まで表現されるようになつたことも特徴の1つとしてあげることができよう。

これらの傾向はどのように考えたらいいのだろうか。

ここではこの問題を検討する前に斜面分類の意義，斜面分類と斜面研究との関連についてまず考えてみよう。

本稿では紹介にあたつては分類方法の類似したものをまとめて大きく7つに分けた。しかし7つに分けたこと自体とくに基準があるわけではない。それぞれの文献で提案されている分類基準をそのまま採用したための結果であるにすぎない。羽田野の分類に従えば，1，2，3は形態的類型区分，それ以外のものは成因的分類に含まれることになろうが，全く適合するものではない。

このように紹介を便宜的な区分によつて行なわざるを得ず，体系的な総括ができなかつたのは，斜面分類の目的が種々様々であり，斜面研究との関連もはつきりしないことに起因すると考える。たとえば先に紹介した斜面分類のうちいくつかは分類そのもの，いいかえれば斜面の記載を目的としているのに対し，他のものでは斜面の変化過程を知ることを目的として分類を試みているというように，同じ斜面分類でも明らかに視点の置き方が異なつていた。したがつてこのままでは体系的な分類のための評価基準の設定は困難である。一方，上に紹介した諸分類を概観すると総じて斜面の三次元的な形態というものにとらわれすぎており，斜面のもつ地形学上の意義がこの点にのみ限定されすぎているように思われる。

筆者は評価基準の設定にあたり，上記の欠点を改めるため，次のような斜面研究の発展段階を考え，それとの関連で斜面分類を考えてみた。

第1段階　斜面の形態の記載，分類の段階

第2段階　斜面の変化過程と形態の成因を明らかにする段階

第3段階　山地から下流地域に至る地形全体の中の一部として斜面をとらえ，地形発達史の中に斜面を位置づけ

る段階[2)]

第1段階はとくに解説する必要もないだろう。

第2段階はいわゆる「斜面形」の議論を含み，現在の斜面研究の主流をなすものである。これはいわば本来の意味の地形営力論の一部を構成するものと考えられ，ペディメントや周氷河性の斜面といったような，さまざまの気候や植生，岩質等の条件下での斜面の形態の形成メカニズムや斜面の後退の様式等が問題とされる。この段階では形態とその成因が議論の中心であり，歴史性はそれに付随して扱われる。

第3段階は侵食地域から堆積地域にかけての岩屑の生産配分という観点から地形をみようという立場に立つものである。地形は岩屑の移動の結果形成されたものとみることができ，形態そのものよりも，この一連の岩屑の動きの中で占める位置および歴史性が問題とされる。斜面の扱いも同様である。

最近，扇状地や平野，段丘あるいは砂丘等の地形の形成との関連で砂礫供給源である山地の重要性が認識され，山地斜面の地形発達を明らかにすることが望まれている。このような地形の見方はこの段階のものといえよう。具体例をあげるとたとえば，井関（1975）は各地の平野から沖積層基底礫層の存在を報告しているが，このような礫層がどのような条件の下で供給されたか大きな問題である。膨大な沖積層を供給した条件についても同様の問題が指摘できる。一方山地の側では田村・三浦（1971）や磯（1975）が北上山地の斜面において，斜面の安定期と，岩屑の生産，移動の活発に行なわれた不安定期の存在することを報告しており，とくに磯は斜面の不安定期と下流側の堆積段丘の形成が関連する可能性を指摘している。

このような視点にたつた地形の研究はまだ少ないが，問題の解決には地形発達史的な研究のほか，かつて谷津（1954）が用いたような方法で最上流部まで調べ，現在の岩屑の生産配分の状況を知ることがまず必要であろう。

以上みてきたように，それぞれの段階で斜面のもつ意義は異なつており，また形態のもつ意義も異なつている。

さて斜面分類にもこの段階に応じた段階を考えることができる。

第1段階は GREGORY and BROWN や AHNERT, TROEH 等に代表されるもので，斜面の形態に基づいた斜面区分図をつくることが目的とされる。土壌や植生等も含めた，土地分類の一環としての地形分類もこれに含まれよう。

形態に基づいた分類は最も行ないやすく，比較的客観的であつて，応用面で用いるだけならば，これで十分である。しかしそれが斜面研究に意味をもつようになるのはおそらく，第2段階の研究が進み，種々の地形形成作用と形態や斜面物質との対応がついてからであろう。

第2段階は式，HACK and GOODLETT，田村，KING, DARLYMPLE et al.，守屋等の分類を代表とするもので，地形形成作用や構成物質に基づいて分類がなされており，一部はすでに形態による区分から脱している。近年いわゆる斜面形の研究がさかんになつてきているが，このような傾向からみてこの段階の分類法が次々に提案されたのも当然のことといえよう。

第3段階に属する分類法は筆者の知る限りでは今のところまだ1つも提案されていない。この段階では斜面の形そのものは重要性を失ない，斜面の形成された時代や岩屑の生産地域としての役割等が重要になると考える。

斜面の形成時期の研究はこれまでの斜面研究で一番ぬけていた点で，この問題に関する研究はごく少ない。当然ながらこのような視点にたつた分類もない。この問題は第3段階の斜面研究においてだけではなく，斜面の発達過程を知るためにも，ぜひ突破しなければならない関門であろう。他の地形と同様，斜面にも古い斜面と現在形成中のものとがあるはずであり，何らかの方法で時代を識別する必要がある。斜面にみられる傾斜の不連続線やいわゆる肩の地形はこの意味で重要な地形になりうるのではなかろうか。

岩屑の生産地域としての斜面に注目した場合に

2）第3段階より高次の研究の段階は当然ありうるが，まだはっきりと示すことはできない。今後の研究の進展により次第にはっきりしてくると考えられる。

は，斜面からの岩屑の生産様式や生産性が重要である。地形分類もこれらに基づいて行なわれ得るが，その場合には斜面に働く地形形成作用に基づく分類と似たものができ，崩壊地，崩落地，河床洗掘地あるいは匍行地等が基本的な分類単位になるだろう。このような分類法についてはいつか稿を別にして述べたいと考える。

ところでこれまではずっと斜面分類を中心に議論してきた。しかし研究の第２段階，第３段階では，斜面よりも山地地形そのものの分類も重要になつてくる。以下斜面を離れ，この問題について少し考えてみよう。

最初に述べたように，最近の山地地形の分類はほとんど斜面分類に限定されている。しかし地形学の発達の初期においては山地地形とは，山地全体あるいは少なくとも１つの山全体の形態を対象にしており，現在のように斜面形には限定されていなかつた。当時論じられたのはいわゆる「山形」であり，したがつて分類の対象も山形そのものであつた。この山形についてはたとえば DAVIS が営力，組織，時期の三要素によつてその変化を体系的に理解しようとし，山地に生起する諸現象を時間軸に沿つて配列することによつて山地の分類を行なつたが，それは扇状地のような堆積地形の一部をも包含しうるものであつた。またこの系列の研究にはたとえば辻村が「新考地形学」(1932)や「山」(1940) あるいは「山岳の形態」(山岳講座1，50～63，1954，白水社) などの中で紹介しているように，山形を山の高さや気候あるいは岩石の種類等と関係づけて理解しようという試みもなされていた。斜面形はその一部として言及されていたのである。

DAVIS らにおいては議論は多分に観念的であつたし，時間の扱い方も第四紀といつたような具体的な時間でないなど，現在からみれば致命的ともいえる欠点があるが，このような全体像を体系的に把握しようとする態度は我々も継承すべき重要な態度であるといえよう。

しかしその後の動きをみると，山形に関する知識は氷河地形や乾燥地域のインゼルベルグのようないわゆる気候地形に属するものの一部などを除けば，ほとんどふえていない。そのため，岩石の種類と地形の関係，気候と地形の関係あるいは山が隆起している場合の地形等について，我々はごく限られた知識をもつているにすぎない。これは山地地形の一部にすぎない斜面にのみ焦点があてられてきた結果ではなかろうか。

日本の地形も大局的にみれば，平野や盆地の形成は山地の隆起と深く関わつており，第四紀の最も新しい変動に伴うものであることが予測されるようになつてきている。しかしこれらの関連についてはつきりしたことはほとんど明らかにされていない。この問題の解決はさらに高次の研究の段階に属するだろうが，その場合の現象のオーダーは明らかに斜面のオーダーを越えており，山地全体が１つのマスとして扱われなければならないであろう。

山形全体から個々の斜面に対象が限定されるようになつたのは，研究がしだいに定量化し，扱いうる地形の規模が小さくなつたことが大きな原因であろう。また地形形成の時代等に関して議論が精密になつてきたことも一因になつていると思われる。さらに応用面からの要請もこのような傾向を助長したであろう。これらの事情を考えると，研究が斜面に限定されてしまつたのもやむを得ないことかもしれない。

しかし山地の地形発達を考える際，斜面の研究だけではおのずから限界があるのではなかろうか。逆に斜面上の地形変化を考える際にも，それを大きく規定している山地全体の変化を無視することはできないであろう。このためには一度斜面から山地全体あるいはさらに下流部を含めた部分にまで目を広げ，大きく特徴を把握してみることも必要なのではなかろうか。その場合，山地地形の分類も現在とは異なつたものになるだろうし，低地の地形の分類もそれに伴つて変化するに違いない。

おわりに

本稿では最近提出された，斜面分類を中心とするいくつかの地形分類を紹介し，それらを斜面研究の発展段階に関連させてまとめ直してみた。そしてその上でいくつかの課題も考えてみた。いいたかつたことは，斜面の意義や形態の意義は各段

階において異なっていること，高次の研究段階では斜面だけではなく，マスとしての山地全体を考える必要もあるだろうということである。

いろいろ書いたためわかりにくくなってしまったが，主眼はあくまで紹介にあり，最後の「山形」に関する議論はいわば蛇足である。ただこのような問題の指摘がないためあえて書いたものである。

ここであげた課題もそれに沿って具体的に研究を進めるには困難なものばかりであるが，今後研究を進める上でいくらかでも参考にしていただけたら幸いである。

引用文献

1) AHNERT, F. (1970) : An approach towards a descriptive classification of slopes. *Zeit. Geomorph. Supple*. Bd. **9**, 71-84.
2) CURTIS, L. F., DOORNKAMP, J. C. and GREGORY, K. J. (1965) : The description of relief in field studies of soils. *J. Soil. Sci*. **16**, 16-30.
3) DARLYMPLE, J. B., BLONG, R. J. and CONACHER, A. J. (1968) : An hypothetical nine unit landsurface model. *Zeit. Geomorph*. **12**, 60-76.
4) GREGORY, K. J. and BROWN, E. H. (1966) : Data processing and the study of land form. *Zeit. Geomorph*. **10**, 237-263.
5) HACK, J. T. and GOODLETT, J. C. (1960) : Geomorphology and forest ecology of a Mountain Region in the Central Appalacians. *Geol. Surv. Prof. Paper*. **347**, 1-66.
6) 羽田野誠一(1970)：山地における地形分類と土地分類．地理評，**44**，116-118．
7) 井関弘太郎(1975)：沖積層基底礫層について．地学雑，**84**，247-264．
8) 磯　望(1974)：北上山地西北部における斜面物質移動．地理予，**6**，110-111．
9) 岩田修二(1974a)：白馬岳山頂付近の地形—地形と残雪氷河のかかわりあい—．地理，**19**，2号，28-37．
10) 岩田修二(1974b)：白馬岳周辺西側斜面の周氷河地形．小疇ほか「白馬岳の地形学的研究」．駿台史学，**35**，7-22．
11) KING, L. C. (1962) : Morphology of the earth. OLIVER & BOYD, Edinburgh.
12) 久保哲茂(1961)：地形—土壌調査のための地形分類—．森林立地，**Ⅲ**，38-43．
13) 守屋以智雄(1972)：崩壊地形を最小単位にした山地斜面の地形分類と地形発達．地理予，**2**，168-169．
14) MILLER, O. M. and SUMMERSOM, C. H. (1960) : Slope zone-maps. *Geogr. Rev*. **50**, 194-202.
15) 小野有五(1976)：谷川連峰の地形形成環境．地理予，**10**，33-34．
16) SAVIGEAR, R. A. G. (1965) : A technique of morphological mapping. *Ann. Ass. Am. Geogr*. **55**, 514-538.
17) SCHWEIZER, G. (1968) : Der Formenschatz des Spät- und Postglazials in den Hohen Seealpen. *Zeit. Geomorph. Supple*. Bd. **6**, 1-167.
18) 式　正英(1960)：応用地理学の最近の動向，—地形分類の発展—．地理，**5**，1号，35-45．
19) 竹下敬司，中島康博(1960)：斜面の微地形と土壌に関する2，3の考察．ペドロジスト，**4**，68-77．
20) 竹下敬司，中島康博(1961)：斜面の微地形とその森林土壌的立地性についての若干の考察．森林立地，**Ⅲ**，1-9．
21) TAMURA, T. (1969) : A series of micro-landform units composing valley-heads in the hills hear Sendai. *Sci. Rept. Tohoku Univ. 7th. Ser. (Geogr.)* 111-127.
22) 田村俊和，三浦　修(1971)：北上山地北縁地域の斜面堆積物．第四紀研究，**10**，21-30．
23) 田村俊和(1974)：地形と土壌，講座，最近の地形学，5，土と基礎，**22**，No. 5，89-94．
24) 田村俊和(1975)：谷頭部の微地形構成．東北地理，**26**，189-199．
25) TROEH, F. R. (1965) : Landform equation fitted to countour maps. *Am. J. Sci*. **263**, 616-627.
26) 谷津栄寿(1954)：平衡河川の縦断面形について．資源研彙報，**33**，15-24，**34**，14-21，**35**，1-6．
27) YOUNG, A. (1964) : Slops profile analysis. *Zeit. Geomorph. Supple*. Bd. **5**, 17-27.
28) YOUNG, A. (1971) : Slope profile analysis : the system of best units. Institute of British Geographers. Special

Publication. No. 3. " Slopes form and process " 1-13.
29) YOUNG, A. (1972) : " Slopes " OLIVER & BOYD. Edinburgh. 288pp.
このほか
BROWN, E. H. and WATERS, R. S. eds. (1974) : " Progress in Geomorphology " Institute of British Geographers. Special Publication. No. 7. や *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* の 1, 5, 9, 18巻は斜面研究の特集号となつているので参照していただきたい。Encyclopedia of Geomorphology (Fairbridge, R. D. ed.) の slopes の項の解説も簡略にまとめられており，便利である。

(1976年10月30日受理)

地学雑誌 86, 2 (1977)

朝鮮地史の今昔 (前篇)

小 林 貞 一

1. 朝鮮地質の2近著
2. 朝鮮地質の歩み
3. 先カンブリア紀層序
4. 朝鮮系
5. 平安系

Our Knowledge from Past to Present on the Geological History of Korea, Part One

Teiichi KOBAYASHI

I. 朝鮮地質の2近著

この程朝鮮の地質に関する2好著に接することが出来た。その一は立岩巌著，朝鮮——日本列島地質構造論考——朝鮮地質調査研究史——東京大学出版会，1976・7・31である。他は A. J. REEDMAN and Sang Ho UM 共著の The Geology of Korea. An Account of the Geological Development of the Republic of Korea. Geological and Mineral Institute of Korea, Seoul 出版で，その発行の日付が見当らないのであるが，著者がその序を1975年10月に書いている。そして1976年5月には KIGAM (後出) が設立しているので，この間に発行されたものと推察されよう。

出版の順序は兎も角として，先きに頂いた立岩の本から紹介を初める。この方はその副題になっている朝鮮地質調査研究史が本文の約3分の2を占めている。そしてこの調査史のうち3分の2，すなわち全体の約9分4が，1918年以後の朝鮮総督府の地質調査所および燃料選鉱研究所について費されていて，その報文が詳しく抄録されている。それ程多くの業績を両機関は朝鮮地質に残したのである。

これを本史として1918年以前李朝時代に遡る地学の歴史と朝鮮並びにその近隣の地学的概観が本史の前にある。また副史として特殊課題に関する調査研究と題する一章が設けられていて，大学や会社などの学者・技術者の調査研究結果や学会消息などが記述されている。

最後の約3分の1が主題の論考で，ここでは日鮮およびその周辺の現地形の形成と地殻変動との関連に主眼を置いて地学的論考がされている。従つて日鮮の根本的地体構造の発達史というようなところは，あまり深くは追究もしていないし，紹介もされていない。立岩は学位論文が「北朝鮮に於ける近生史の地殻変動と現地形の発達」であつて，卒論以来このテーマには久しく特殊の興味を持ち続けていたのであるが，引揚げてから GHQ で東亜地質について取調べる可き機会があつて視野を広め，九大から東大へ移りその後に広く日本各地を遍歴して，実地に見聞する機会にも恵まれたので，本著の論考は日本群島からその背後地に拡げて試みられているから，大陸の地質に弱い戦後の日本の地質学者には特に有益である。私がここで当面している拙文はしかしながら専ら副題の部分に関連した随想である。

立岩は1929 (昭和4年) すでに「朝鮮に於ける地質及び鉱床の調査沿革並文献」を朝鮮鉱業会誌12巻に載せている。文献集作成の作業は津田秀郎

らの協力でその後永く継続された。調査史としては，東亜地質鉱産誌朝鮮之部，1965のうちに「朝鮮に於ける地質研究の歴史」53頁を寄せている。氏の今回の著は654頁の大作で，本文が598頁，それに文献・著者索引・欧文地名索引・欧文目次などが附してある。永年の著者の労作の結果集大成された本著は戦前の朝鮮地質を調べる時のソースとして至極結構である。しかし調査史の一般を知るにはむしろ地質鉱産誌中の記事の方が判り易く，それを通読してから本著の関係事項を参考するのが便である。特にこの大著のうちには残念乍ら人名その他に誤植がかなり多いので，安全に咀嚼するには注意と努力が必要である。

REEDMAN と UM の Geology of Korea の方は140頁ばかりに朝鮮地質に関する現在の知識が手ぎわよく取りまとめられていて，多くの図表が理解を扶けている。その序で李正換 (Joung Hwan LEE) が述べているように，過去10年間に5万分1図幅調査が南鮮の65％を被うところまで達しているので，その間に如何に多くの新知識が得られたかは想像するに難くない。これはそれを踏まえて綜合された好著である。Introduction としてこの国の地質研究史・地形・地質の発達が概説され，先カンブリア系(略称，先寒系) カンブリア・オルドビス系（寒奥両系）平安系・上部三畳—ジュラ系すなわち大同系，大宝造山運動・白亜系・新生界と時代を追ふて層序を記述し，特に大宝造山の章には Plate Tectonics と朝鮮の造山運動の項がある。地質調査の進展にともなつて，地域的変化が著しく明白になつたことは当然であるが，それのみでなく，年代測定のデータが加つて，変成岩類や火成活動に対す研究が躍進した。勿論先寒層序論には未解決の問題が多々残されているが，特に大宝造山と関連するジュラ紀の The Daebo Granite Series が，その後の白亜紀の The Bulgugsa Granite Series から分離され，沃川地向斜とその背後から慶尚盆地へと花崗岩類の貫入圏が前進したあたりは，まことに見事な成果である。各章毎に文献を選択して挙げてある。鉱産については殆んど触れていないが，日本の地質学者に取つて必読の好著として推薦する。

不幸な朝鮮半島の政治的実状のためにRとUの著では北鮮地質にはあまり述べていない。北鮮地質の近況は私に取つても興味深いところである。最近の著述ではないが戦後の出版物として V. L. MASAITIS, 1964, Geologia Korei, Moscow, 262 pp. があり，これは勿論ロシア語である。それよりも手近かなものとして金鍾来 (KIM Jong-rai) 著，朝鮮の地質と地下資源，朝鮮学術通報 4巻2号，1967，89-97頁があり，2千万分1地質図があり，短篇で概況を知るのに便である。M氏の著には更に詳しい記述があり，鉱産にも及んでいる。本著は私には難解ではあるが，本稿では努めて本著からも新事実を吸収した。北鮮でもまた年代測定と先寒地質に特に顕著な進歩が現はれる。

蛇足乍ら，朝鮮の地質書を読む人々のために，人名・地名・従つて地層名などに色々の Romanization があることを附言しておく，例説すれば大邱は立岩著では Taegu で，R. & U. 著では Daegu となつている。戦後私も前者の様式に従つて来たが，現在韓国で使用されているのは後者である。従つて仮りに索引を引くとすれば，前者のTは後者のDのところにある。朝鮮の場合 Chosen, Choseon, Joseon の3通りがあり，嘗つては Chyongsyŏn, Tyosen と書かれたこともある。このような煩雑さが如何に読者を苦しめたことであろう。M著の場合ロシア語化されたものを漢字にすることは一増難しい。それにも拘らず大邱も朝鮮も漢字は日韓共通で東洋の国際学術交流上で，漢字の持つ重要な意味が感得されると同時に朝鮮系の場合には反つて，Korean system とする方が広く通用して便利であろうと考えられる。

II. 朝鮮地質の歩み

Carl Christian GOTTSCHE (1855—1909) は1882—4年までの2年間東大地質学科で教鞭を取つたナウマンとブラウンスに次ぐ第三の所謂お雇い教師として来日していたが，1884年に解任となり，4月に原田豊吉が教授に就任した。その当時北支・満州・黒竜江などの地方には RICHTHOFEN, F. SCHMIDT, SCHRENK らの，そして日

本には NAUMANN の地質調査があつたが，それらの間で間隙となつていた韓国を調べる可くG氏は1883—4年間8ケ月同国を訪れて，2回の旅行延べ138日に8道を巡り，2550km を踏破した。そして帰国後1886年に朝鮮地質素描をベルリンのプロシヤ王立科学アカデミーで発表した。朝鮮地質はこの論文に始まるといつても過言でなかろう。彼はそのうちに地層岩類を右に示す7単元に分け，4百万分1地質図に5を除く6者の分布を示した。それに続いて，彼の採集岩石の研究結果が J. ROTH(1886) と K. SCHULZ(1909) の論文として発表された。

小藤文次郎は1900—01，1901—02の2回，延べ14ケ月266日を費しキャラバン様調査隊で1日大略20余 km，全長6300 km を踏査した。そしてその成果を An Orographic Sketch of Korea, 61頁3図版と Geotectonic Map of Korea として1903年に東京帝国大学紀要，理科19冊1篇に発表した。本山系論では東西性の遼東方向と北東性のシナ方向と，両者と交わる朝鮮方向を基本的な要素として識別し,地域的には南の Han(韓)-Land, 北の Kaima (蓋馬)-Land, その間の Palaeo-Chyosyön (古朝鮮) の3区を分けている。そして南部ではシナ・朝鮮の両系，北部では遼東・朝鮮の両系，中部では縦横の両系の交錯に就いて述べ，それら山系の外に南海岸地方の Hansan (韓山) Range と元山・ソールを貫ぬく低地帯，すなわち竹嶺嶺地溝を認めている。その結論として，遼東・シナの両系が基本であつて後成変形として朝鮮系統が加つて構成されていることを指摘している。朝鮮地質構造論は本論文をもつて嚆矢とする。

1909年小藤は Journey through Korea 中に3 Traverses の観察記録の後に南鮮地質を基盤片麻岩・康津雲母片岩・千枚岩類・大 Granitoids, 慶尚層，Felsophyre，第三紀層，洪積層と若い火山岩，および沖積地の9者に分つて地質図，断面図，写真図版をそろえて総括した。そして長門の層序と比較して，赤色岩層の推積した日韓に股る中生代盆地を対馬盆と命名した。これより先き矢部長克は1903，1904年に慶尚層下部から植物化石を採集して，これを洛東フローラと呼び，手取フローラと同時代で中生代中期のものであると結論した。小藤の地質調査や矢部の古生物学的研究は将に pioneer works 中の華である。

Fig. 1　C. GOTTSCHE, 1886, Geologische Skizze von Korea. Sitzungsberichte der königlich preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Band XXXVI. (Vorgelegt von Hrn. Roth am 15, Juli.)

1. Krystallinische Schiefer-Gruppe
   a. Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe
   b. Obere (Phyllit-) Gruppe
2. Cambrium
3. ? Carbon
4. ? Tertiär
5. Recente Bildungen
6. Aeltere Eruptivgesteine
7. Jüngere Eruptivgesteine



Gottsche. Geologische Skizze von Korea.

その後井上禧之助の韓国地質鉱産中に，朝鮮層，平壌層などが識別され，1918年には地質調査所が開設された。因みに中華民国の地質調査所は1916年に設立された。日本では1917年に７万５千分の１の地質図が出初めた。鮮内の層名や地向斜名などの命名された年次を通覧するとその後の歩みが覗われる。1926年(大正15年，昭和元年)には第３回汎太平洋学術会議が東京で開催された。この機に２百万分一帝国地質図と共に The Geology and Mineral Resources of the Japanese Empire が編纂され，そのうちに川崎繁太郎が Geology and Mineral Resouces of Korea を執筆しているが，この時には朝鮮の地質系統は先寒岩層，朝鮮系，平安系，大同系，第三系，第四系の６系統に識別された。

Some Geological Terms in Korean Geology

Han (韓) land, KOTO, 1904
Korean direction, KOTO, 1904
Naktong (Nagdong, 洛東), YABE, 1905
Chosen (Joseon) formation, INOUE, 1907
Kyŏngsang (Gyŏngsang, 慶尚) formation, KOTO, 1909
Masanite (馬山岩), KOTO, 1909
Mach'ollyong (摩天嶺) system, KAWASAKI, 1916
Kobosan (Gobangsan, 高坊山) series, TAMURA, 1917
Jido (Sadong, 寺洞) formation, YABE, 1919
Yokusen (Ogcheon, 沃川) system, NAKAMURA, 1923
Heian (Pyeongan, 平安) system, KODAIRA, 1924
Daido (Daedong, 大同) system, KAWASAKI, 1925
Syogen (Sangweon, 祥原) system, NAKAMURA, 1926
Yokusen (Ogcheon) geosyncline, YAMANARI, 1927
Taiho (Daebo, 大宝) disturbance, KONNO, 1928
Shiragi (Silla, 新羅) series, TATEIWA, 1929
Heinan (Pyeongnam, 平南) geosyncline, KOBAYAHI, 1930
Roppyakusan (Yugbaegsan 五百山) plane, KOBAYASHI, 1931
Shorin (Songrim, 松林) phase, KOBAYASHI, 1935

その後の朝鮮地質層序論上の最大の変革は朝鮮系からの祥原系の分離である。この問題は A. W. GRABAU の震旦系論，1922に端を発しているので，その間の消息を簡単に説明する。抑々 Sinische Formationsreihe を RICHTHOFEN (1882) が提唱した時には先寒後期から寒武紀までの諸層を含んでいたのであるが，WILLIS と BLACKWELDER (1907) は寒奥両系を一括して Sinian System と呼び，その日本訳として本協会誌その他に支那層が広く使われた。朝鮮層もこれに習って命名された。WとBとは先寒後期の地層を滹沱 (Hut'o) 系と呼んだ。これに反してGは寒武系下に著しい不整合なしに横たわる一連の地層に対して震旦系 (Sinian System) を当ててこれを以って古生界の第一系とす可きことを主張した。爾来本系を古生界に入れることは認められなかったが，先寒末期の層序単位として中国地質学者間に震旦系が使用された。そして滹沱系もその一員として包括され，これに対する山根の反論も，中国地層会議の学術報告 (1964) では抹殺されている。

南満州では青地乙治(1928)が寒武系下にそのような地層のあるのを認めてこれを五行山・細河の２統を区別した。朝鮮でも寒奥両系下に震旦系があり，それらの２堆積輪廻を一括して朝鮮系と呼んでいたことが判って来たので，中村はその上段に朝鮮系を限り，下段を祥原系として分離す可き意見を地球学団で発表した(1926)。続いて祥原・朝鮮両系を一括する名称として楽浪系を指示した(1927)。この所説は日本の地質学者間で広く受け入れられたのであるが，祥原系が確固たる一大層序単位として実証されたのはその後の松下の努力によるもので，松下も南満州の同系に対しては震旦系を使用しているように，祥原系は系とすれば震旦系の junior synonym に外ならないが，平南地向斜中の震旦系としては存立の意義がある。

鮮内では立岩 (1931) の成川，殷山等の図幅中に祥原系を採用している。北鮮では旧称朝鮮系の大半が祥原系に属しているのであるが，1928年の朝鮮地質総図の朝鮮系は楽浪系の意味で，中村 (1930) 以外には永らく両者を区別した鮮内地質図の出版されることはなかった。戦後に到って

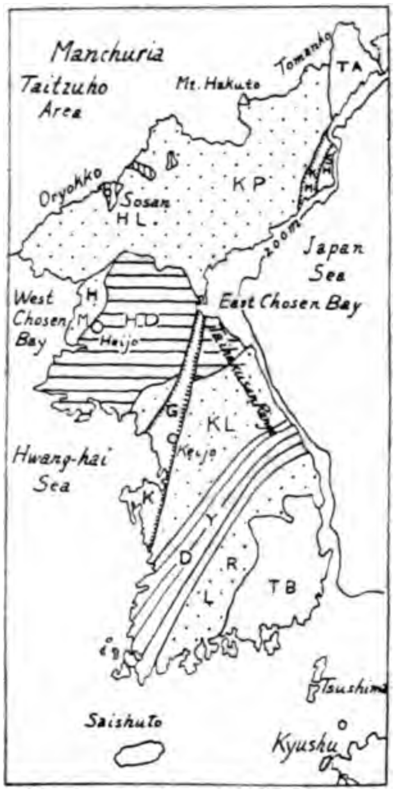


Fig. 2 Geotectonic Map of Korea, KOBAYASHI, 1933. Map showing the Tectonic Lineaments of the Korean Peninsula.

TA Toman Area.
KP Kaima Plateau Proper.
HL Heihoku Land.
KM Kishu-Meisen Graben.
SH Shichihosan Horst.
HM Heigen Massif.
HD Heinan Depression.
GK Genzan-Keijo Line.
KL Keiki Land.
YD Yokusen Depression.
RL Reinan Land.
TB Tsushima Basin.

Geological Map of Korea, prepared jointly by the Geological Survey of Korea and Geological Society of Korea, 1956, 百万分の1が出版され初めて祥原・朝鮮両系を，そして朝鮮系中の寒奥両系を可及的に塗り分けようとする努力がなされるに至つた。

朝鮮の地質構造区分の問題も小藤の山岳論以来永らく放念されていた。私が米国に滞在中，朝鮮地質のスケッチについてワシントンの地質学会で講演し Am. Jour. Sci. vol. 26, 1933に寄稿した試案の外に，公表されたものはなかつた。

大正末に私が卒論のために初めて京城へ行つた頃地質調査所は総督府前の光化門通に面した警察官養成所と同じ敷地内にあり，川崎所長下に駒田・立岩・島村らの技師がいた。そして鷲梁津の燃料選鉱研究所には素木・小平技師らが居たが，京城在住のジオロジストの数は十指に及ばなかつた。後に地調も鷲梁津に移転し，所員の数も非常に多くなつた。調査所から出版されたアトラスには5万分の1地質図が数葉と当時の日本製地質図説明書には比類稀れな充実した地質断面図，柱状図および諸項目に亘る詳しい説明文がついていた。それらは何れも朝鮮地質の重要な礎石となつた。

大正時代に卒論で渡鮮した人は僅少であつたが，昭和になつてからは学生のみでなく，大学人で朝鮮にテーマを持つ人の数が年を追うて増大した。中村新太郎京大教授指導のもとに行われた平壌炭田の研究はそのうちで白眉として挙げられて

朝鮮地質調査の略史

1886	GOTTSCHE : Geologische Skizze von Korea
1905	小藤 : An Orographic Sketch of Korea
1907	井上：韓国の地質および鉱産
1917	朝鮮総督府商工部鉱工局鉱務課内で全土鉱床調査開始
1918	朝鮮鉱業会誌発刊
同	朝鮮総督府地質調査所開設
1922	同府燃料選鉱研究所開設
1946	地調・燃研を併合して The Central Geological-Mineralogical Reseasch Center 設立
1950–75	東亜地質鉱産誌編集委員会
1961	The Geological Survey of Korea と Centre を改称
1973	The Geological and Mineral Institute of Korea と Survey を改称
1976	The Korea Research Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM) 設立

いる。しかし遠藤隆次の『満州の地質及鉱産』に比べられる可き Regional Geology の著作は遂に見ることなくして終った。

戦後になって、外地地質へのアフターサービスとして未発表の研究も含めて朝鮮関係の地質研究論文49篇が東亜地質鉱産誌の朝鮮之部として上梓され、後に英文で出版された Geology and Mineral Resources of the Far East, 3 vols. 1967, 70, 71中には朝鮮関係の論文16篇が登載された。また25万分1東亜地質図中に朝鮮の地質アトラスや20万分1などのみでなく、大白山地方の地質その他も図集に盛り入れた。

その間大韓国の地質調査機関は幾度か改称したけれども連綿として調査研究を続け、既に述べたように夙に朝鮮地質総図の改訂版を出し、多数の5万分1地質図、説明書の外に、25万分1地質図15枚に南鮮の殆んど全域が塗色されている。そして REEDMAN と鄭の『朝鮮の地質』に、この国土の地史的発展が立派に体系化されている。KIGAM は5部門、17調査グループからなり、海陸の地質調査から資源開発のための国際協力と技術交換までの8項目をかかげて活動しているのである。またソウル大学校・延世大学校その他の官私立諸大学の地質学科や韓国地質学会も活発に活動している。

北鮮の人民共和国については情報が得られないが、これまためざましい発展をしているであろうことが MASAITIS や金鐘文らの文献から窺い知ることができよう。

III. 先カンブリア紀層序

[illegible]の先寒武層序は別表の通りである。[illegible]系については今日も尚まださまざまの意見が述べられている。

金鐘文によると北鮮では[illegible]を狼林層群と呼び、下部原生界の摩天嶺系の3層を下から城津統・北大川統・南大川統と呼ぶ。北大川統は主部が結晶質石灰岩[illegible]から成る層で、[illegible]を含んでいて[illegible]と推定されている。[illegible]

MASAITIS によると先寒武火成活動は原生代に

朝鮮先カンブリア紀層序(立岩, 1976)

カンブリア系
―平行又は傾斜不整合―
　駒岘統
―?―
上部原生界
　優且紀貫入岩
―貫入接触? 不整合―
　祠堂隅統
　直峴統
―準平原化―
　新期花崗閃緑岩
―貫入接触―
　上水陽統
下部原生界
―?―
　沃川系
―?―
　摩天嶺系
―――
　古期花崗閃緑岩
始生界
―貫入接触―
　連　系
―――

注
1. 安主 Andol 塩基性岩類, 2039—1595my
2. 蓮花山花崗片麻岩類, 1727—1661my
そしてその上に4次の Granitoid 群が区別されている
原生代の火成岩類には
3. 利原酸性塩基性岩類, [illegible]—984 my
4. 青津塩基性岩類
5. 粗粒岩, 輝緑岩類
そして[illegible]古生代の寧辺粗粒岩・輝緑岩, 後期古生代の花崗閃緑岩・閃緑岩・石英[illegible], 238 my を挙げている。しかし金[illegible]原系地域の寧二岩群を上部原生代、[illegible]岩群, [illegible] my とを上部古生代貫入岩類としている。

南鮮では先寒武地帯の古生累層岩類に対して金玉準が先寒武変成岩類を整理した。その下部は Yong

duri (竜頭里) 片麻岩，上部は Yongmusan (竜武山) 変成岩類である。その上に不整合に硅岩・石英・絹雲母片岩を主とする Seosan (瑞岩) 層群が乗っている。春川地方では原生界中部とされている Jangrak, Euian (衣岩) の両層群が京畿変成岩基盤を被うている。

秦木卓二は太白山地方で朝鮮系下にある花崗片麻岩・含電気石花崗岩を大白山統と命名した(1926)。最近では嶺南地塊北東部で Pyeonghae (平海)，Weonnam (遠南) および Yulri (栗里) と呼ぶ3層群が識別されている。そのうちで第1者が最も古くて，第3者は第2者を不整合に被い，大白山統に漸移するという。同地塊の中部には小白山片麻岩類と Jirisan (智異山) 片麻岩類が広く分布している。

最後に問題の沃川系であるが，金玉準・李大声・鄭昌照らの最近の沃川系層序はほぼ一致している。その時代については金が全体を先寒紀としているのに対して，他の両説は中部の主体を寒奥両紀としている点で一致している。しかし鶏鳴山層群を先寒紀とする点は上記3説の何れもが一致している点である。最近香山里層中に Archaeocyathid が，そして倉里層中にコノドントの Drepanodus, Acontiodus が発見された。従ってこれらの層準を先寒紀とすることは出来ないであろう。鄭らは鶏鳴山層群を上位から黒雲母片岩帯，750米，長石片岩帯，320米，混成片岩帯，133米，角閃片岩帯，170米に分けている。

これと著しく異なる考を REEDMAN et al. (1973) が提出している。すなわち下記の層序である。

寒武紀，忠州層群，朝鮮系下部の異相
　　Gyemyeongsan (鶏鳴山) 層
　　Daehyangsan (大香山) 層
——不整合——
上部原生界，沃川層群
　　Munjuri (文周里) 層
　　Hwanggangri (黄江里) 層
　　Myongori 層，葉理のある灰色千枚岩
　　Bugnori 層，礫質石灰質泥岩
　　Seochangri (西倉里) 層，黒色泥岩・灰色石英黒雲母片類等
　　Gounri 層，薄成層珪質石灰岩・白雲岩

この説では沃川系は原生代後期に現在の沃川帯の大石灰灰層の堆積区よりも西に於いて堆積したと解釈している。そして Bugnori 層や黄江里層中の礫を氷漂礫と解して，華中の震且紀氷成相に対比している。文周里層の化石については "possibly conodont fragments" と云っているが，古杯類の方はこれを認めて大香山層を寒武紀としている。そしてその上に鶏鳴山層が整合に重っているというのである。この点は上記の諸氏のみならず，LEE and PARK (1965) や KIM et al. (1967) と所見を異にしている。

黄江里層の含礫千枚岩は石灰岩・硅岩・片麻岩・脈岩類・花崗岩等の礫を含み，鄭らはその時代は奥陶紀後期乃至三畳紀後期の間の産物としているが，章基弘 (1971) はこれを盤松層 (後出) に近いものとし，西倉里層を平安系とほぼ同時代のものとしている。そして黄江里層が松林変動に関連した Wildflysch であり，盤松層はモラッセであると解釈している。層序に於いて，時代に於いて，また含礫相や所謂氷成相などに於いてまだまだ沃川論争は続くものと想像される。

IV. 朝鮮系

本系の層序論は朝鮮ではいち早くゴッチェの渭原・古場間でのカンブリア紀化石発見に始まる。このコースが彼の旅程中にはいっていたのはまことに幸運であった。彼は平壌附近で樹幹を採取し，FELIX の鑑定では1は石炭紀——第三紀間の Araucalyoxylon であり，他はレチックの Cedroxylon であったのであるが，この種の含炭層を彼は第三紀？としている。これに反して寒武紀化石の場合には，彼に先き立つてリヒトホーフェンが南満州太子河地方の塞馬集・大嶺・臥竜舗などで発見した化石を DAMES と KAYSER とが既に寒武紀のものと決定し，China の4巻，1883に記載している。それだから朝鮮の資料について容易にその時代を寒武紀と決めることが出来たのである。それのみならず彼は渭原で CHARLES という英国副領事に会つて，その談話から寒武系が楚山まで延びているであろうことを示唆している。

沃川系の層序と時代に関する三説 (1968~75)

O. J. KIM. 1968, 1970			D. S. LEE, 1972			C. H. CHEONG et al., 1975		
奥陶紀	大石灰岩統							
	断層							
先カンブリア紀後期	沃川系	Kunjasan fm				沃川系		
		Hwángganri fm	後奥紀	沃川系	Hwangganri fm		上三畳・志留紀	Hwangganri（黄江里）fm, 980m
		Majonri fm	奥陶・寒武紀		Majonri fm		奥陶紀	Majonri（馬田里）fm, 870m
		Changri fm			Changri fm			Changri（倉里）fm, 550m
		Munjuri fm			Munjuri fm		寒武紀	Munjuri（文周里）fm,320m, X̊ C
		Daehyangsan qu			Daehyangsan qu			Daehyangsan（大周里）qu, 150m
		Hyangsanri dol						Hyangsanri（香山里）fm, 0-400m X̊ A
		?			?			
先寒紀		Kemyongsan fm	先寒紀		Kemyongsan fm		先寒紀	Kemyongsan（鶏鳴山）gr.

注 fm: formation, qu: quartzite, dol: dolomite, X̊: fossil occurrence, C: Conodont, A: Archaeocyatha

その後程へて大正中頃に矢部が平壌炭田近くの石灰岩中から採集された化石を Actinoceras に同定して，ここに奥陶系の実在することを確かめた。昭和の初めには中村新太郎が，鮮内奥陶系に関する知識を1924年に，つづいて朝鮮寒武利亜紀概観を1927年に記している。それが私が朝鮮系の研究に着手した頃の実情であつた。

1884年10月にゴッチェの通つた道を私は1930年春，金鐘遠と一緒に古場から渭源へ向つた。この日思いがけなくも最初に拾つた化石が Bailiella のほぼ完全な個体であつた。これは太子河地帯の当十階の指準化石になつた種であるが，ここから三桔嶺までの間に中上部寒武紀の多くの化石帯がある。また古場の近くでは Redlichia も出る。向斜軸が古場の西方梨嶺を通つていて，ここでは紡錘虫石灰岩を発見し，後に鳥山がこれを記載した(1941)。その下に豆房・臥竜の両統があり，更に下に湾々統の大渦巻石灰岩がある。私は遼陽東方や火連寨・牛心台などの朝鮮系を見ていたので，楚山から歩き初めて数日のうちに，鴨緑江南岸のこの地に太子河型の朝鮮系の存在することを確認した。それのみならずその下に細河統の小サイクルをも観察することが出来た。

それから満浦鎮で大渦巻石灰岩に会つた。平安北道で中村は江界郡外貴面吏南里獐項洞で最初に奥陶紀化石を発見した。私はそれを Tofangoceras sp. indet. として記載したことがあつた(1928)。この産地には行かなかつたが私は厚昌地方まで足を延して，ここでも寒奥紀化石を発見して朝鮮系の層序を予察することが出来た。後に野中諄一が江界邑四近の朝鮮系を調査したが，ここでも豆房統上に僅かに平安系が残つていてモスコー期の naiads が発見されている。最近獐項洞の石灰岩中にコノドントが検出されている。

北鮮内で行なわれた最近の研究成果は詳でないが，この国では中和統上部と楚山統下部に該当する部分に対して武進統を設けて，朝鮮系を中和・武進・楚山・天柱・晩達の5統に分けている。平壌・黒橋間の中和統をソ連のジオロジストが調べて Erbia, Kounamkites などのシベリア属を挙げているのが注目を惹く，

南鮮では朝鮮系が江原道で広大な石灰岩台地をなしていることが，中村の鉱床調査以来判つていた。棄木卓二は卒論のフィールドとして三陟郡上長面黄池里四近を調べた(1920—21)。この時棄木は筆石と asaphids を発見して Climacograptus の写真を卒論に入れているのであるが，P. Yuan が東亜で初めて平涼頁岩中に奥陶紀筆石を見つけたのが1923年であるから，棄木の筆石発見が公表されなかつたのは残念である。私がこの台地へ卒論のために出かけたのは1926年春であつたが，その頃山成不二麿は既に5万分の1綾林吉図幅をめぐる地域の野外調査を進めていた。これを完成して印刷するに至らなかつたのも残念である。

私はその後南満・北鮮へも朝鮮系の探究を拡げ1931—34年の外遊中に専ら寒奥化石を研究し，手元の南鮮資料の記載を終えて東大紀要3冊にその記載を発表した。その後数年間野外調査は西南日本中生代地史の解明に向けていたのであるが，1939年から朝鮮系の研究を再開した。前記の紀要3巻で斗囲峰型朝鮮系の実体は判明したのであるが，そのうちに既に Olenoides zone of Neietsu と称している色彩を異にするフォーナの実在することを知つていた。この化石帯はその名の示すように寧越邑北方の水央洞あたりに見出されていたのであつた。そこで先づ吉村一郎が平昌から寧越を経て玉洞に至る沃川褶曲帯を貫ぬく切断面をテーマとして第2段の調査を開始した。その現地指導でまず寧越炭田に行つたのであるが，計らずもここで私は Olenus と Glyptagnostus の密集した黒色頁岩を発見した。これに活気付いた吉村はその他に幾つもの新しい化石層を発見して，その結果寧越型朝鮮系層序のあることが判明した。

そこでこれら両型の朝鮮系層系層序の相互関係が問題である。私の作つた斗囲峰型層序は白雲山向斜南翼をタイプとしたものであつた。それ故その北翼をその基盤の出ている武陵里附近まで調べる必要があり，嵐由之が綾林吉を中心とするこの地域を調査した。その結果両翼を比較すると硅岩・頁岩などが北へ向つて尖滅するのと同時に石灰岩中の化石も次第に少くなることが判つて来た。他の問題は平昌・酒泉里・寧越の三角地域の再調査で，深沢恒雄がこれに当つた。そして寧越型の更に北西に平昌型の層序のあることが判つて

来た。またこの地方の寧越型層序は中部寒武紀の三方山層まででその下の地層は露出していないことも判つた。

沃川褶曲帯を南西に降るとレドリキア層が聞慶地方に実在する事は天野昌久の調査で確かめられているので，青地清彦がこの地方の朝鮮系を再調査した。そしてレドリキア層の上に Amphoton や Hedinaspis の層準(下乃層)があり，また中上部寒武系に黒色頁岩・泥灰岩相の発達して居ることも判つて来た。最後に残つたのが，寧越・斗囲峰両型の関係で，この問題を解くために久越貞孝は旌善地方を調査した。そして白雲山向斜北翼の朝鮮系を北西方に向つて追跡すると頁岩・珪岩が完全に尖滅して文字通り一連の大石灰岩層となり，例外的に行邁層と呼ぶ含石英礫珪岩層のあるとこでのみ大石灰岩層が漸く2分可能である。しかし大型化石は全然発見されなかつた。これを旌善型の朝鮮系層序と呼ぶ。

第2段のこれら調査結果大白山地方の朝鮮系には，南東から斗囲峰・旌善・寧越・平昌と呼ぶ四型の層序が識別された。前2者と後2者の間には公須員衝上があつて連続性が断ち切られている。そしてこの衝上で分けたられた前2者に於いても後2者に於いても東南側から北西側に向つて変質が強化され化石は少くなり，層序区分が困難になつて来るのである。従つて旌善式や平昌式の層序は未詳のままとなつた。平昌式朝鮮系を南西に追跡すれば沃川系のうちに連なるのではないかと推察される。

上記5名の分担者は夫々の持場の地質調査結果を取りまとめ単著論文として地質学雑誌に公表した。夫々のフィールドは単に朝鮮系の層序のみでなく，南鮮地史の重要な諸問題の解明に資する貴重なデーターを多く提供した。私は沃川地向斜の構造発達史の観点からこれらのデーターを批判・解釈・綜合して，共著論文として沃川造山帯の地史と題して学士院紀要18，19巻，1942，43年に発表した。この論文は朝鮮時代と平安時代の沃川地向斜，その松林時階の地殼変形の格子解析，および江原道南部の石灰岩台地西部の地質構造という副題を附した4篇の端報であつた。

卒論以来の私の研究計画の一貫として，この造山帯の崩壊過程と地形発達史の解明があつた。この第3段の作業として小林国夫と吉田尚は石灰台地東部にのみ存在する白亜・第三両系を手がかりにこの後生変形の問題と取り組んだ。また地形研究の方では吉川虎雄の協力で漢江流域の平坦面の解析を始めた。しかしこの段階の研究は完結には至らなかつた。

それから十余年頓挫して私は手元に残された新資料の研究に着手した。その手初めとして棄木の提供した聞慶地方の奥陶紀都香層の巻貝や，斗囲峰型寒武系のフォーナの補遺を行い，続いて聞慶・寧越型の寒奥化石を記載した(1958—62)。そしてこの古生物学的研究のほかに「南鮮地質，特に江原道石灰岩台地について」と「南満・北鮮の地質構造」の双篇（1953，56）を取りまとめた。退官前後には国際学術交流や東南アジアの研究プロジェクトなどで忙殺されたが，1966—71の間に南鮮の朝鮮系・北鮮南満の朝鮮系・東亜その他のアジア大陸の寒武系・奥陶系および，寒奥生物区と異区間対比の5篇を書き上げ，幸にしてこれら一連の研究結果を東大紀要を通じて公表出来た。かくして満鮮の朝鮮系層序論，東亜に立脚したアジアの寒奥両系の総括，そしてアジアから見た寒奥世界観まで年来のこのテーマに関連した仕事の大部分を書き終つた。

韓国では地質学会が主催して江原道中東部の調査を行い，1962年に大白山地方の地質・鉱産の報告と5万分1地質図17葉，地質断面，柱状図等からなるアトラスとを出版した。この調査結果のうちには従前の知識と大いに異る点があつた。すなわち礼美地区では上位から古城石灰岩，古城頁岩・礼美角礫石灰岩が朝鮮・平安両系の間に存在する。また寧越，旌善地方では三方山層が平安系直下に位していて，その時代は未詳であるが，上部奥陶紀乃至上部石炭紀間の堆積物であるというのである。これより先き丹陽地方から矢部・鈴木は泥盆紀型珊瑚を報告しているので，萬が一にもこの問題の諸層中に志留・泥盆両紀中の何れかの化石が発見されるならば，劃期的な新事実である。しかし礼美里から数粁東方では古城頁岩・石灰岩の延長上に奥陶紀の化石産地がある。またこの区域の朝鮮系中上部に石灰岩礫岩のあることはすで

に嵓が指摘している。夫故礼美里区の3層が古生代中期であり得る可能性は甚だ少い。金玉準，李河栄（1973）によると古城頁岩と古城石灰岩は織雲山頁岩と斗囲峰石灰岩に外ならない。そして礼美角礫石灰岩は特定の層準を示す地層ではなく，層内角礫岩として数帯に出現するという嵓の所見を裏書きした。REEDMAN と厳も同様に石灰角礫岩が所々に分布している事実を認め，その説明として堆積当時の基盤運動による生成物であろうという。

旌善地方の旌善石灰岩からは今日も尚ほ大型化石は発見されていないが，金・李両氏は旌善南東方の壮山珪岩を出発点として北西方に大石灰岩層が褶曲し乍らも次第に上位層が露出し，銅店珪岩はその間僅かに1.5米の薄層となる。そして平安系に直接被覆されている直下の石灰岩中から中部奥陶紀を示す Oistadus inclibatus, Scolpodus giganteus などのコノドントを検出しているのでシルル・デボン系の狭まれている隙間はない。

三方山層の地は平昌からも寧越からも不便で我々の調査も不充分であり，そのうちには化石は少いけれども少数の中部カンブリア紀化石が既に記載されている。最近この地を訪れた小泉斉(1976)は Palaeolenus 様の三葉虫を本層から発見している。本層が磨磋里層に被はれている点では吉村・深沢らの野外観察は一致している。REINEMUND (1957) は前者が後者に非整合に被はれている所があるというが，そのような非整合の記事はこの外に聞知しない。それに反して金・李両氏は寧越型朝鮮系中に中部奥陶紀乃至上部寒武紀のコノドントを見出している。上寒のものは磨磋里層から採集した資料であるが，本層上部からは上寒三葉虫が記載されているし，永興層中からは少数乍ら中部奥陶紀三葉虫その他の大型化石が既に採集されていて，コノドントの示す時代とよく一致している。

コノドントと大型化石との時代論上の喰違いとして斗務洞頁岩を Arenigian とする説がある。この疑問については銅店里のセクション中でコノドントの採集資料の位置を明記した報告を李河栄(1975)が出してコノドントがアレニグを示すのは斗務洞頁岩180米の最上部の10分の1のうちで，他はトレマドックとして差支へないことが判明した。また鄭ら（1973）は丹陽の所謂泥盆紀型珊瑚は Arachnastraea と Diphyphyllum でモスコー期紡錘虫と共存していることを確かめた。

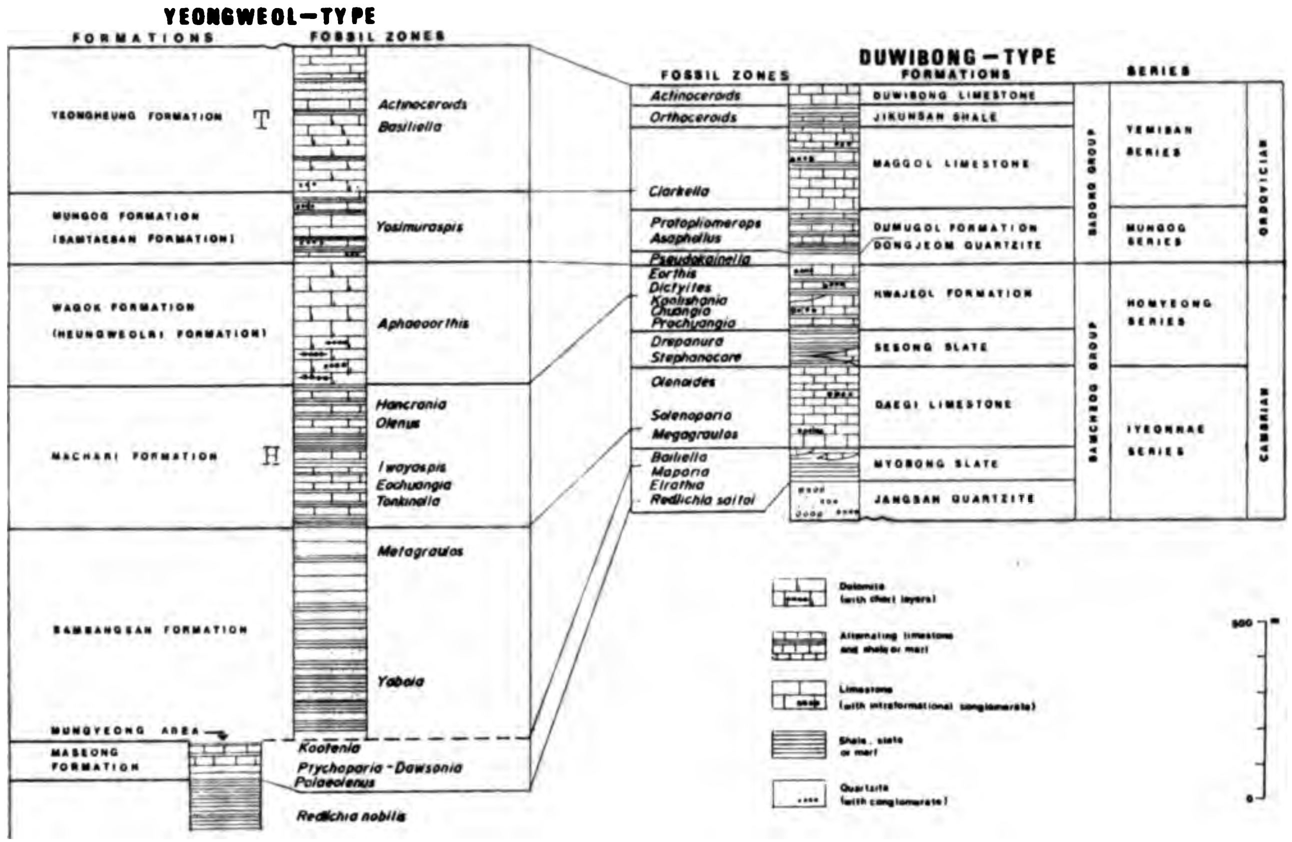
之を要するに大白山地方には朝鮮・平安両系間に未知の古生代中期の地層が存在するという証拠は現在皆無である。25万分1春川図幅（1973）を見ると寧越層群は斗囲峰型朝鮮系中の大石灰岩層と同列に置き，同系と平安系との間に未詳中間層を置いていない。斗囲峰型と寧越乃至聞慶型との朝鮮系は同時異相であつてRとUの Geology of Korea 中には両型の朝鮮型を忠実に化石で決められた時代に従つて対比している。立岩（1976）はその大著のうちに両型の層序と時代には多分の疑団があるとし，『寧越型朝鮮系が斗囲峰型朝鮮系に重なる関係にあることは今や明白である(379頁)』と結論しているが，その時には韓国内ではすでにこの疑団は一掃されて，両者の同時異相関係は定説となつていた。こんな失言が大著のなかの汚点としていつまでも残るのはまことにその著者のために遺憾である。

V. 平安系

南鮮の所謂デボン紀型珊瑚のみならず，この種の問題の発端となつた北鮮のものも亦鄭昌熙や加藤誠らによつて，モスコー期の化石とされ，最近では天型里統は抹殺されてしまつている。

最初にシルリア紀層として報ぜられ注目を惹いた黄海道の兼二浦石灰岩礫岩は，間もなく大同層の基底礫岩であることが判つた。そしてその礫岩中にシルリア紀石灰岩礫のみならず，カンブリア紀やオルドビス紀の化石を含む礫も発見されて，古期中生代の再積含化石礫であることがいやが上にも確かめられた。

山口貴雄が金川・市辺里間の楠亭里附近で見つけたという疑問のシルリア紀筆石は，記載も図示もされていないし，専門家が同定したのでもないので議論の対象とするに当らない。これに反して兼二浦礫岩の場合はその珊瑚礫の大きさから見て大同層の堆積当初に，その附近に朝鮮系上に志留系が乗っていたことは否定出来ない。従つてその堆積当時に遼東平南地向斜地帯に局地的であつた



A. J. REEDMAN and Sang Ho UM, 1975, Figure 3. 4.
寧越型と斗囲峰型の朝鮮系層序の層序単位と化石帯
前者では下部に聞慶地区の麻城・九郎両層を補っているが，この地区では下乃層（H）に磨磋里フォーナを，都呑層（T）に斗囲峰フォーナを産する。

にしろシルリア紀の海水が一時的に侵入したことがあり，その湾は東に開口していたであろう。しかしこの二次堆積石灰岩礫を例外とし今日では鮮内のどこにもシルリア紀の地層は残存していない。

朝鮮系が平行状不整合，或いは非整合に広く平安系に被はれているというのが，朝鮮・南満州・華北一帯で一般に認められているところで，銅店不整合はこの種の関係を示す素晴らしい露出である(東大紀要8巻4冊1図版4図，1953)。

平壌炭田では，平安系を下位から紅店・寺洞・高坊山・太子院の4院に分けられ，下段の2者を平壌層，上段の2者を江東層と呼ばれたこともある。この炭田では太子院統の名称が永く使用されているが，全鮮的には最上部層を緑岩統と呼んでいる。

紅店統には赤色・雑色の頁岩が多く，石灰岩を挟み，その厚さは江陵炭田で例外的に1400米に達している。三陟・丹陽両炭田では同統下部にモスコー期紡錘虫帯・亜帯が識別され，晩項統と呼ばれている。三陟炭田では寺洞統下部にもモスコー期後期の紡錘虫3亜帯が区別され，黔川統と名づけられている。すなわち岩相的には寺洞統と見える地層がここでは早く出現しているので黔川統は紅店統上部に置かれている。

寺洞統には暗灰色頁岩が発達し主要夾炭層である。その下部にサクマル期の紡錘虫のあることは寧越炭田で判っている。しかし，ウラル期の化石は欠けている。同統の下部を Bamchi 統と呼び，その上の植物層を長省統と称している。高坊山統には Cliff-making の珪質砂岩が発達している。三陟炭田では咸白・道士谷・古汗の3層が分けられている。その上に緑岩統が整合に重なつている。本統は旌善北西方の加里旺山を中心として最も厚く，3000米を算し，中村 (1924) は初め鳳頭昆里層と呼んだ。本層は無化石で，まだ詳細不明である。太子院統では基底部から樹幹が発見されて，山西の石千峰統に対比される。何れにしても，Pleuromeia なり Maltsevo 型のエステリアなりが見出されて然るべき地層である。

鄭ら (1973) は朝鮮・平安両系の層序を分割或いは投合して chronostratigraphic units として多くの新統名を提唱している。すなわち朝鮮系に

朝鮮古生界新層序単位

平　安　系		
下畳三系	緑岩統	東古層 Donggo F.
二畳系	高坊山統	古汗層 Gohan F. 道土谷層 Dosagog F. 咸白層 Hambaeg F.
	寺洞統	長省統 Jangseongian S.
		Bamchian S.
上炭石系	紅店統	黔川統 Geumcheonian S.
		晩項統 Manhangian S.
朝　鮮　系		
中奥陶部系	斗囲峰石灰岩 織雲山頁岩 稷洞石灰岩	礼美山統 Yemisanian S.
下陶奥系	斗務洞頁岩 銅店珪岩	文谷統 Mungogian S.
寒武系	花折層群 大基石灰岩	虎鳴統 Homyeongian S.
	猫峯頁岩 壮山珪岩	Iyeonnassian S.

註：F: Formation, S: Series

対しては投合，平安系に対しては分割している。朝鮮系の層序としては斗囲峰型のものに基いているが，その層序は白雲山向斜南翼で建てたもので，北翼に対してはそのままでは適用困難な部分がある。しかし統名としては同向斜北翼の地名や，寧越型朝鮮系の層名に因んで命名されている。寧越型の場合には文谷・瓦谷両層の境界，すなわち寒奥両系の分界に対しては Yosimuraspis 帯が両層の何れに帰属するかに就いて未だ検討の余地がある。

南鮮の朝鮮系は層序に於いても亦化石に於いても，北鮮のものと著しく異なつている。その相異は寒武系よりも奥陶系の方が大きく，また寒武系のうちでは斗囲峰型よりも寧越型に於いて著しい。平安系の場合には南北間の相異はそれ程著しくはない。夫故四統区分が両方で採用され得るの

である。しかし詳しく見れば黔川統のように岩相的には寺洞統のように見えても，化石では紅店統上部の時代であるような場合もある。

朝鮮系については大型化石によつて，層序区分と時代決定が現在すでに出来ているので，斗囲峰型と寧越・関慶型の層序は，大型指準化石を探し出せば，野外で層序を鑑別出来るのであるが，旌善型や平昌型の層序に至つては地域を選んで充分精査して微化石によつてその層序を鑑別し，また斗囲峰型や寧越型層序と正確に対比しなければならない。その為に将来の conodonts の研究に期待されるところが大きい。

平安系では川崎・今野らの植物化石研究の大作があり，紡錘虫・腕足貝その他についても若干の研究があるが，monographic work が必要である。緑岩統に至つては，吾人の知るところはまだ極めて僅かである。

沃川変成帯の南西部に位する和順炭田地域には問題の亀岩層があり，市村の平安系説は今日でも支持されているが，化石の証拠は提出されていない。現在4層区分がされていて最下部に Yongamsan 珪岩があり，その上に Seolgori, Osanri, Cheonunsan の3層が重つていて第3者に炭層があり寺洞統に似ている。その基底は不整合らしい。第4者は高坊山統に似ている。第1・2者は朝鮮系に属しいているもののようである。

(1977年1月26日受理)

書評と紹介

Josef SCHMITHÜSEN (herausg.): Atlas zur Biogeographie. Meyers Großer Physischer Weltatlas Bd. 3. Mannheim, Wien, Zürich: Bibliographisches Institut 1976 80S.

著名な地理学者たる著者が，10数年にわたる準備と，A. HANLE, R. HEGNER その他の同志の協力のもとで作製したのがこのアトラスである。筆者は著者の御好意によつて，このアトラスを一読することができ，その内容に多大の興味を覚えたので，ここにその大要を紹介する。

このアトラスの主体をなすのは世界の諸大陸等の潜在植物群系図である。すなわち世界（8千万分の1），ヨーロッパ，アジア，オーストラリア，北アメリカ，南アメリカ（以上何れも2500万分の1），南アメリカ北東部(1000万分の1)，日本(650万分の1)，インド南部，マダガスカル，オーストラリア南東部，合衆国西部，同東部，中央アメリカ東部，アンチール諸島西部，同東部，ベネズエラ（以上何れも500万分の1），中部ヨーロッパ(250万分の1）などである。世界の各大陸の潜在植物群系を2500万分の1の縮尺で統一的にアトラスに表現したのは本書が恐らくはじめてであろう。これら18図では，赤(暖かさ)，青(湿潤さ)，黄（乾燥若くは冬の寒冷による植物活動の季節的中断）を基本とし，それら3色の重ね合わせによつて生態的状況が，また色調の強さの度合によつて植生密度が，それぞれ表現されている。したがつて各地図とも直観的に読図が可能である。

このアトラスの第2の特色は，近年の多くの研究の積み重ねによつてようやく図的表現が可能となつた生産性に関する世界地図が収められていることであろう。それらは，陸上・海中の年間炭素固定量，植物現存量，陸上植物の年間有機物生産量，陸上植物の有機物総量，の4枚の図である。これらは土地利用問題についての地理学的考察に対する有力な資料となろう。

これらがいわば表図とも云うべきものである。これに対して裏図とも称すべきものが植物・動物分布域図，気候植生図等である。植物分布域図と動物分布域図とは，見開きをつかつて，いわば対の形で提示されている。ここではいろいろな地域をとり，そこに見られる代表的植物の科，若くは属，若くは種の分布域が数枚の図に示される。動物についても同様である。図の枚数，つまりとり上げられた科，属，若しくは種の数は，地域によつて異なる。表示されたのは北極，ヨーロッパ，旧熱帯，全北，両極，太平洋両岸・大西洋両岸，汎熱帯，汎世界の各植物・動物分布域である。その他に，アジア，アフリカ，オセアニア，東南アジア，南太平洋，北アメリカ・中央アメリカ，南アメリカ等については，いずれも植物，動物の対の図に，代表的植物，動物の科，属，若くは種の分布限界が重ねあわせでそれぞれ表わされている。このように，あるいは科，あるいは属，あるいは種，というように，とり上げる対象は区々であつて，そこには若干統一性の欠ける面もあるが，しかしそれらを通覧することによつて，植物及び動物分布による地域区分，若くはそれら両者を併せて，生物地域区分を考える上での資料となるであろう。なおこれらとは別に，本アトラスの冒頭に植物区系界図が掲げられている。

次に気候植生分布図としては，下記の10図が収録されている。すなわち，多雨林，季節風林，乾生林，サバナ，半砂漠・砂漠，かた葉植生，ステップ，夏緑広葉樹林，冷帯針葉樹林，ツンドラ，である。

なおこの他に，南北アメリカのコルジレラ山系の東側，両側を通る4つの南北断面についての潜在植物群系の3次元的分布が示されている。

このアトラスの内容の大要は以上のとおりである。表現力の豊かな植生図，最近の研究の蓄積の成果としてまとめられた世界の生産性に関する地図などは，何れも地理学研究にとつて貴重な資料である。このアトラスは地理学の多くの分野に対して果す役割は大きい。　（矢沢大二）

H. H. Blotevogel u. H. Heineberg: Bibliographie zum Geographiestudium. Teil 1: Fachtheorie, Didaktik d. Geographie, Arbeitsmethoden, Physische Geographie, Geoökologie. Teil 2: Kulturgeographie, Sozialgeographie, Raumplanung, Entwicklungsländerforschung, Statistische Quellen. Paderborn (W. Germany): Ferdinand Schöningh 1976 Teil 1: 240S, Teil 2: 362S,

近年,分化の急速の進行と,学問の急激な展開に伴なう情報量の激増とによつて,広く地理学界を展望することは著るしい難事となりつつある。特に地理学を深く学ぼうとする者,あるいは地理学の専門の職を志す者にとつては,新しい地理学の研究,あるいは最近の動向等についての適切な情報を得ることはますます困難になりつつある。しかしこれは独りわが国だけのことではなく,わが国などに比して,それらの情報を得やすいと思われるドイツでも同様のようである。上,下2冊からなる本書は,そのような問題の解決に資する目的からつくられた文献解題集,つまり勉学の手引である。

その序文によれば,1972年に,本書の編集者両氏が中心となつて作製した「原典集」が大学地理学教室での総合的プレ・ゼミ,および主題ゼミにおいて大いに効用があつたことから,更に構想を拡げ,多数の分担執筆者との協同でつくり上げたのが本書である。それも当初の計画をはるかに拡大した形で完成したものの由である。第1冊は17名,第2冊は18名の共同になるが,その殆んど全部が,西ドイツ諸大学の地理学教室の中で最大の陣容を擁するルール大学(Bochum)地理学教室の少壮専任スタッフであると同時に,その多数がSCHÖLLER教授の門下にも当る。

第1冊は,1)地理学の概念と方法論,2)地理教育学,3)地理学関係の専門書・参考書,4)地理学研究法と補助科学,5)自然地理学,の5つの大項目から,また第2冊は,6)人類地理学・文化地理学・社会地理学・隣接諸分野,7)応用地理学,8)統計資料,の3つの大項目,上,下合わせて,8つの大項目からなつている。そのどれでもが,その冒頭には多少入門書的なものを掲げ,ついでもつと細かに項目を分けて,高度の学術書・論文等を提示する。

本書に収められ,解説されている各学術書,報告,論文等々は,何れも過去20年間に発表されたものの中から選択されたものであるが,例外として,いま少し以前のものも少数ではあるが収録解題している。解題の長さは1編あたり,短かいものは数行程度,特に長いものは30数行に及ぶ。最も多くの編数が収められているのは前述の,6)人類地理学・文化地理学・社会地理学及び隣接諸分野である。これは更に細かく,25の分野に分類され,これだけに249頁の紙面が割かれている。編者も云うように,この部分に最重点が置かれている。これに比べると,たとえば自然地理学(これは自然地理学一般,地質学・鉱物学,地形学,気候学,陸水学・水文学,土壌学,植物地理学,地球生態学等に細分)に割かれた紙面は全部で54頁にとどまり,しかも選択されたものの大部分は単行本であつて,論文は少ない。しかもそれらの論文は総合地理学雑誌から選ばれたものが殆んどである。このように部門による差が多少目立つている。

細かく分野が分けられているので,同一の書物,論文等がいろいろの分野に収録されている場合もある。それらにあつては,もちろん解題は1回だけで,それ以外は書名,論文名,参照分野(つまり解題されている分野)等が示されているだけである。

本書が選択対象とした学術書に学術雑誌の大部分はドイツ語圏のもので,単行本,論文集,学会誌等の他に,多種類の大学地理学教室報告の中からも多くの論文が選択されている。ドイツ語圏のものに比べるとかなり差はあるが,英米の学術書,学術誌からの選択もなかなか多い。特に,英・米地理学界において近年急速な発達を見せた分野については,積極的に選択を進めたあとがよくうかがわれる。(なお余談ではあるが,英米書の相当多くが独訳され,既に刊行されていることがわかつた。あるいはその点ではドイツの方がわが国よりも活発なのかもしれない)。さらにそれ以外の国

についても選択が及んではいるが，序言によると，紙面の制約のために，極めて少数が収録されたに留まつた。

前述したことからも解るように，本書では地域別という扱いはしていない。そのこともあってか，第２冊の巻末に地域別索引が付録としてつけられている。

さて，この種の書物の生命は，そのとり上げる学術書，論文等の選択が適切であり，かつ各解題がまた適切に行なわれることに在る。分野による，解題編数の多寡に大きな差のあることは既に指摘したが，それは編集者が意図した本書の特色であろう。解題の仕方に多少の個人差もあるし，また論文等の物指しにも若干の個人差があるように見える。このような多少の不統一さはあつても，筆者の狭い視野で見る限りは，主要なものは大体盛り込まれ，解題されている。それから見ると，本書はその目指す役割を十分に果たせそうである。

なお，地理学の専攻学生（高度の）や地理学の専門職者等にどの程度の幅と深さの識見が求められ，あるいは期待されているのか，ドイツの場合について，その一端を本書が示しているように思えて大変興味深い。　　　　（矢沢大二）

地学雑誌 第818号 昭和52年4月20日印刷
昭和52年4月25日発行

編集兼発行者 矢 沢 大 二
発行所 社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号102
電話東京(261)0809番
振替口座東京66278番

印刷所 一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3-12-15

東京地学協会取扱い出版物　　（▲印新刊）

$\frac{1}{5万}$ 地質図説明書付き（除△印）

…460円
…400円
松
治西部
予三崎
館
島小島
肥
田
本
清水
泊
水
龍
井岬
方
丈島
立
茂住
加内
岐
子元島
日市
尻島
本
野山

…600円
…400円
穂
寒湖
栄山
尾
田
仁合
走
島岳
田
万里
内

羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦
襟裳岬
遠別
大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島
大屋市場
海南
蠣ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
上里
上猿払
唐津
冠島
霧島山
北見
鞍岡
草津

甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森
佐用
猿留
志布志
城端
周匝
須坂
諏訪
川内
男女群島
鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良
近川
智頭
津山東部
月形
土淵
都農
徳舜瞥
当別
動木
苫前

富高
富山
那智
男体山
仁位
西徳富
沼田
根雨
鋸崎
羽島
初浦
羽幌
浜益
美幌
燈岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島
人首
深浦
船津
幌泉
母衣月
三島
三田井
三厩
森吉山
門別

焼石岳
米子
呼子
陸中野田
留萌
涌谷
若柳

各 890円
〒 450円
五所川原
田老
妹背牛
△横田
脇野沢

850円 〒400円
山形市北部地質図

各 2,390円
〒 500円
竹田
蓼科山
浜松
都内 450
第一地帯 550
第二 〃 650
第三 〃 750

各 1,390円
〒 450円
磯浜
岩沼
魚津
▲渡島福島
川尻
金華山
熊石
久遠
五城目
竹貫
鶴居
▲宮江
那珂湊
野尻
彦根東部
▲都城
陸奥川内
米内沢

各 1,510円
〒 450円
羽後和田
大樹
館
飛驒古川

各 1,840円
〒 450円
▲秋田
▲八が岳

…〒450円
…・勝本・郷ノ浦　1組 600円
槌・霞露岳　〃 600円

大間・佐井　1組 600円

阿田和・新宮　1組 890円
伊予高山・八幡浜　〃 890円
掛塚・見付　〃 890円

東京地学協会取扱い出版物

$\frac{1}{20万}$ 地質図 各 〒 300円

石巻	440	宮津	620
大分	440	稚内	620
男鹿島	440	岩内	870
唐津	440	天塩	870
高知	440	広尾	870
野辺地	440	尻屋崎	870
羽幌	440	根室	1,140
輪島	440	鳥取	1,140
青森	620	北見	1,140
網走	620	剣山	1,140
伊良湖岬	620	斜里	1,140
酒田	620	留萌	1,140
新庄	620	帯広	1,310
標津	620	知床岬	1,310
苫小牧	620	釧路	1,310
深浦	620	静岡および御前崎	1,870
松山	620	▲旭川	1,870

$\frac{1}{50万}$ 地質図 各〒 300円

金沢	1,280	東京	890
岡山	1,280	八丈島	500
福岡	1,950	奄美大島	500

$\frac{1}{7万5千}$ 地質図 説明書付き 各〒 400円

鬼首	620	徳島	620
高松	620	勿来	620

東京地学協会発行（正会員は定価の1割引
保柳睦美

日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録(1935 -1950)	200 〒350

第11回太平洋学術会議組織委員会編集
Japan Guide Book for the Congress Tours
頒布価格1部 700円 〒 400
（正会員は定価の1割引）

斉藤報恩会発行
増田孝一・野田 譜
日本の第三紀及第四紀 1950－1974

軟体動物のチェックリスト 定価 9,000円 〒 都内 550 第一地帯 670 第二〃 770 第三〃 870

（正会員の割引無し）

各 400円

156	地震探鉱反射法の研究	300
160	兵庫県西播地域工業水源地域調査報告	470
161	山形市付近の天然ガス地化学調査報告	500
162	秋田県小坂鉱山の母岩の変質	450
164	火薬爆発によって生ずる雑振動および反射波の実験的研究	450
165	北海道のチタン資源	550
168	宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書	450
184	弾性波パルスの伝播に関する研究	400
185	上部石狩層群堆積過程における畳里堆と芦別沈降盆地	460
186	八幡油田鹹水の地球化学	620
188	地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について	400
189	青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について	350
191	琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究	1,000
193	北海道釧路地域の炭田ガスについて	470
194	天草下島教良木層産油新世有孔虫類	470
200	本邦クロム鉱床の成因的研究	580
220	北海道の鉄資源	550
221	北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床	470
226	イラン国北西部のアングラン鉱山	430
235	北西九州古第三紀砂岩中のジルコン―ざくろ石―電気石比がもつ地質学的意義	500
252	草津・万座地熱地域の地質学的リモートセンシング	1,200
254	爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究	950
257	日本の主要地熱地域の熱水の化学組成 〒 都内 550 第一地帯 670 第二〃 770 第三〃 870	2,600
特別号 15	爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造	1,050
特別号 (C)	ゲルマニウム資源について	330

備考 正会員一割引

ご注文の代金(送料含め)は前金で頂きます。

〒102 東京都千代田区二番町 12―2
社団法人・東京地学協会

御送金は 下記何れか宛にお願いいたします。
振替口座―東京―0―66278
第一勧業銀行麹町支店(普) ―1404044
三菱銀行麹町支店(普) ―4048103

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 86, No. 3 (819), 1977

目　　次

論説・報告

前田四郎：ボリビアの二畳紀 Copacabana 層群について……(1)
福原正弘：東京都市圏の地域構造と変化……(18)
白木敬一・黒田　直：無人岩再訪……(34)

短報・資料

小林貞一：朝鮮地史の今昔（後篇）……(51)

書評と紹介

牧口常三郎：人生地理学（宮久三千年）……(68)
協会記事……(70)
口　　絵：ネパール，クンブ地方の集落（小林茂）

CONTENTS

Notes on the Permian Copacabana Group in Bolivia …… Shiro MAEDA (1)
A Study of Regional Structure of the Tokyo Metropolitan Regions …… Masahiro FUKUHARA (18)
The Boninite revisited …… Keiichi SHIRAKI and Naoshi KURODA (34)
Our Knowledge from Past to Present on the Geological History of Korea, Part two …… Teiichi KOBAYASHI (51)

Book Reviews, the Society's News

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

[illegible]	[illegible]	840
[illegible]	[illegible] および[illegible]	840
[illegible] (XX)	[illegible]日野川流域	840
[illegible] (XXI)	福岡県矢部川中流域	840
[illegible] (XXII)	山梨・長野県釜無川上流域	1,120
[illegible] (XXIII)	長野・群馬県渦川および吾妻川流域	1,390
[illegible] (XXIV)	長野県千曲川中流域	1,390
[illegible] (XXV)	島原半島	1,630
[illegible] (I)	酒田-村上-弥彦-糸魚川海域	1,030
[illegible] (II)	[illegible]-留萌-札幌海域	1,050
[illegible]	[illegible]-苫小牧-函館-富[illegible]海域	1,030
[illegible]	[illegible]-尾鷲-[illegible]海域	[illegible]
▲ [illegible]	[illegible]海域	[illegible]
▲ [illegible]	[illegible]	[illegible]
▲ [illegible]	[illegible]	[illegible]

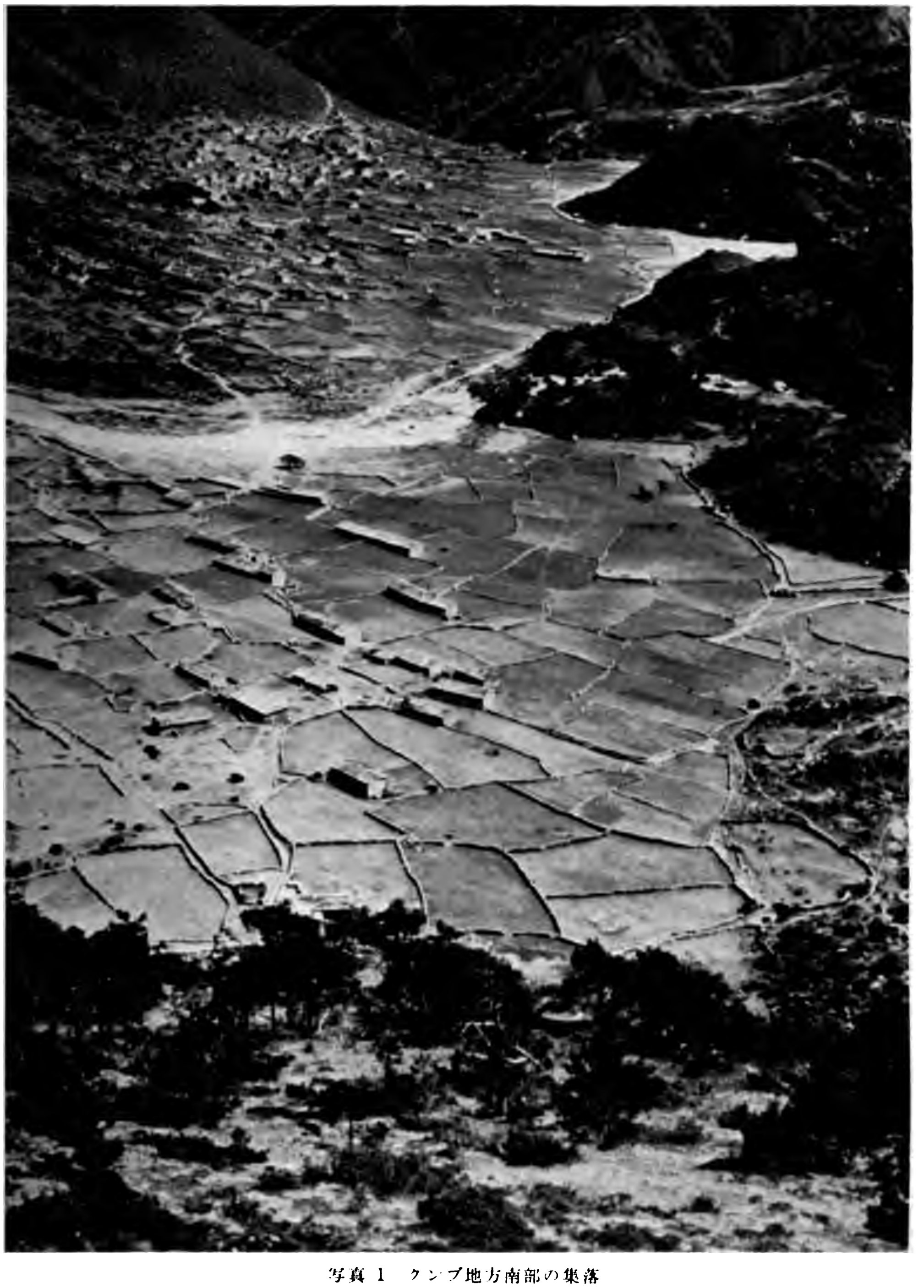


写真 1　クンブ地方南部の集落



写真 2　Namche Bazar の集落

ネパール，クンブ地方の集落

ネパールのクンブ地方はエベレストのふもとにあたり，ヒマラヤ登山の高所ポーターやトレッキングのガイドとして知られるシェルパ族が居住する。

写真1はクンブ地方南部にあるふたつの集落を，これらの西方の丘の森林限界（高度約4000 m）付近から撮影したものである。手前は Khunde 村，むこう側は Khumjung 村で，高度は約3800m である。左上の緩斜地は，北方の Khumbila (5761m) からでた氷河が形成したモレーンの一部である。現在，Khumbila からでる岩屑がこのモレーンをのりこえ，Khunde 村と Khumjung 村の間におしだしてきている。ここはモンスーン季に水がながれ，そのあいだ村人は耕地をまもるために流れにそつて石垣をつくつている。右側の丘もおなじく Khumbila からでた氷河がつくつた古いモレーンであるとする説があるが，まだ議論は一定していない。集落と耕地はこれらのふたつの丘にはさまれた成層した堆積物がつくる面の上に立地している。石造の家屋は長方形で，長辺が南東（右上）にむいたゆるやかな斜面の方向に直交するようにたてられている。耕地と採草地は石壁でかこまれ，はつきり区画されている。ここではモンスーン季におもにソバとジャガイモがつくられる。作物の成育中は村内に家畜をいれることは原則的に禁止されており，村では chungmidi-nawa（家畜委員）という役職をおいて，違反者をとりしまらせている。森林限界に近く，またこれまでの伐採や放牧もあつて，村のまわりの森林の樹木はすくない（写真下部）。立木の伐採は原則的に禁止されており，村の shingonawa（森林委員）はこれを監視する。村人は樹木の下枝をとり，マキとするほか，香りのある樹木の葉は宗教的な目的に利用する。さらに10月～11月ごろには森林の落葉をあつめ，便所などにいれたあと肥料にする。

写真2はクンブ地方への入口として知られる Namche Bazar の集落（高度約3400m）で，Dudh Kosi と Bhote Kosi の合流する部分の斜面にある馬蹄形の凹地に立地している。この付近の森林は人為的に破壊され，樹木はほとんどみられない。ここの下部（写真左方）には水がわきだしており，これは生活用水のほか，水車をまわすのにも利用される。

Namche Bazar は政府の諸機関が設置されているほか，クンブ地方と南方とをむすぶ交易の拠点にもなっている。1960年代のなかばから毎週土曜日に市がたつようになり，南方のライ族などが何日も歩いて低地の農産物をもたらす。チベットとの間の交易が衰退しているにもかかわらず，シェルパ族の観光収入の増加によつて市は活気のあるものとなつている。外国人のトレッカー相手の建物の新築工事も多い。

（小林　茂）

地学雑誌 86, 3 (1977)

ボリビアの二畳紀 Copacabana 層群について

前　田　四　郎*

Notes on the Permian Copacabana Group in Bolivia

Shiro MAEDA

Abstract

The Permian Copacabana Group consisting of limestone, grey shale, and sandstone, is exposed, being scattered over the districts of Escoma, Carabuco, Ancoraimes, Isla del Sol, Peninsula de Copacabana, Tiquina, Peninsula de Cumana, Peñas, Yaurichambi, Colquencha, Santiago Llallagua, Apillapampa, Torotoro and elsewhere, in the Altiplano, Cordillera Oriental and Subandes regions. General trend of the distribution is from NW to SE through Titicaca Lake. In the Altiplano region, the Copacabana Group covers conformably the alternation of sandstone and shale of the continental Carboniferous System, and is unconformably overlaid by the clastic reddish rocks of the Lower Cretaceous Puca Formation.

The Copacabana Group is represented predominantly by limestone and indicates the uniform sedimentary environment in the region. The limestone, light grey or dark grey in colour, contains such fossils as fusulinids, brachiopods, corals and others. The Group shows that the region was under the shallow sea. Judging from the fusulinid species, the Group is presumed to be Wolfcampian to Leonardian in age.

The Group was deposited during the southward transgression from Peru into Bolivia in early Permian Period. The sea might be a southern extension of the Tethys, and it transgressed from northwest to southeast,cutting obliquely the axis of Cordilleras Oriental to the north of Poopo Lake. It is thought that the Potosi and the Tarija regions, the southern part of Cordillera Oriental, were elevated before the Group was deposited.

In the Titicaca Lake region, the Group, together with the Lower Cretaceous Puca Formation, forms a large syncline, which is the Tiquina syncline extending from NW to SE, the axis of which passes through Tiquina channel. The axes of some other anticlines and synclines in this region run parallel to that of the Tiquina syncline. In the Cordillera Oriental region, the Group was also folded with the axes running from NW to SE. These geologic structures were cut off by the thrusts trending NW to SE. The thrusts were formed before the Tertiary System was deposited.

In Bolivia, there were two remarkable crustal deformations, one was after the deposition of the Devonian System and the other was between the latest Cretaceous Period and the earliest Tertiary Period. The Bolivia region was emerged and suffered the denudation from the late Permian to the end of the Jurassic, after the Copacabana Group was deposited.

* 千葉大学理学部地学教室 Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba University

I. 緒 言

ボリビアのアンデスには古生界が非常に広く分布するが，これら古生界はわが国のそれとは異なり，特にオルドビス系，シルル系，デボン系が主体となつている。後期古生界のうち，石炭系は陸成層であるので，わが国の石炭系との比較検討には興味がそぐわれがちとおもわれるが，しかし二畳紀 Copacabana 層群は Tethys 海が南方へ延びた海盆の堆積物と考えられ，化石も豊富であるから，わが国の二畳系の岩相や化石群との比較検討上，多大の関心がよせられる。

ふりかえりボリビアの古生代の生物区は東部アジアの古生代生物区とは腕足類や三葉虫類などから明白に異なつていると云えることではあるが，なんと云つてもボリビアの古生界の研究は世界で最も重要なものの一つであろうとおもわれる。一方，地理的位置の関係から現今まで，わが国の研究者による古生界の地質構造，地史，古生物および中・古生界に胚胎する鉱物，鉱床等の研究ははなはだ乏しいものであった。

ボリビアの二畳紀 Copacabana 層群は標高 4000 m から 4500 m の高地に分布する場合が多い。しかし La Paz が標高約3800m であることから考えて，標高4000m から4500m 程度の高地はこの国においては比較的低い山地と云えるうえ，本層群の分布地域の一部は交通やその他の事情も若干良い条件にあるので，今後わが国の人びとによって研究されることも期待され得る。このようなことから将来への覚え書きとして筆者の野外観察や文献等で知り得たことをもとにボリビアにおける Copacabana 層群についての概要を記してみたいとおもう。また本文ではボリビアおよび欧米の研究者による研究内容について筆者なりの私見も加えてあるので，これらのことも含めて皆様のご批判をたまわりたいものとおもう。本文を記すに当り，現地で多くの労をたまわった日東ボリビア鉱山社長白石博氏をはじめ同社の白石豊所長，Chacarilla 鉱業所長橋本　寛氏，同社の黒沼広治，蛇目秀雄両氏その他の方がたに対して，また文献等について常にご注意をたまわった八辻　昭氏ならびに金属探鉱事業団の各位に対して，ここに厚く感謝の意を表する次第である。

II. 研 究 史

Copacabana 層群の研究は D' ORBIGNY (1835～1847) が Yaurichambi の山塊の地質調査と同地域からの化石を検討し，それが石炭紀のものであるとしたことに始まるようである。この研究は今から約100年前のことであった。1903年に DEREIMS は Apillapampa を調査し，腕足類等の化石の産出することを明らかにし，後に KOZLOWSKI (1914) は DEREIMS の採集した腕足類を検討したが，D' ORBIGNY が Titicaca 湖近くの Yaurichambi 産腕足類を石炭紀としていることからこれを踏襲して，Apillapampa 産腕足類を石炭紀の所属とみなした。MEYER (1914) はこの化石に富む石灰岩層の時代について疑問をなげかけ，Uralian に対比し，DOUGLAS (1914) は層序の樹立に努力した。DUMBAR・NEWELL (1946) は本群層が紡錘虫にもとづき Copacabana 半島も，Apillapampa 地域も，Yaurichambi 地域もすべて初期二畳紀で，Wolfcampian に相当することを確かめ，Tiquina 海峡地域の初期二畳系を Copacabana 層群として総括した。しかしその後，NEWELL・CHRONIC・ROBERTS (1949) は Tiquina 海峡地域の石灰岩層に限って Copacabana 層群と呼ぶことに訂正し，紡錘虫，腕足類，二枚貝類等から同層群が下部は Wolfcampian に，上部は Leonardian に及ぶことを指摘した。AHLFELD・BRANISA (1960) は NEWELL・CHRONIC・ROBERTS (1949) の提案をひきつぎ，Apillapampa 地域や Colquencha 地域の Pennsylvanian の砂岩層の上に重なる石灰岩を主体とする地層を Copacabana 層群として総括している。BRANISA (1965) は Copacabana 層群の層位および古生物の知識をまとめたが，その際 AHLFELD・BRANISA (1960) により二畳系と考えていた Mandiyuti 層群 (Taiguati 層，Escarpment 層，San Telmo 層) は石炭系に移されるべきだと指摘している。近時，ボリビアの油田に関する研究者等には従

来 Copacabana 層群中の下部に存在するとして同層群に含めていた同層群最下部砂岩層を，Yaurichambi 砂岩層として独立させ，Copacabana 層群から区別する見解をとつているものもいる。CHAMOT (1965) 等がその例である。筆者は同砂岩層をしいて Copacabana 層群から区別する必要はなかろうと考える。それは Colquencha 地域の本層群の層序を実際に調査してみると石炭系上に Copacabana 層群の石灰岩部層が重なり，石炭系と Copacabana 層群との間に独立した砂岩層としての一単元を設立する必要が全くないからである。前田・山際・BRANISA (1973) は同層群産サンゴ類の一部を調べ，前田・他 (1975) は Colquencha 地域の本層群のほぼ上半分の層序を樹立し，あわせて化石の産出層準を確かめた。

III. Copacabana 層群の模式地と地質時代

Copacabana 層群の名称はボリビアの Titicaca 湖の東南部 Tiquina 海峡に面する Copacabana 半島に分布する本層群から由来している (DUMBER・NEWELL: 1946)。この地域の本層群は Titicaca 湖に面して露出しているが，NEWELL・他 (1953) はそこは模式地としては適切ではなく，好露出地は南緯12° から14° の間の Cordillera Oriental に存在すると指摘している。そのうち最も良好に発達していると云われるペルーの Muñani 地域では本層群が相当に厚く堆積しているようである。本層群の地質時代に関しては，はじめ DUMBER・NEWELL (1946) は紡錘虫にもとづき本層群が北アメリカの Wolfcampian に相当すると考えたが，その後の NEWELL・CHRONIC・ROBERTS の研究 (1953) では紡錘虫，腕足類，二枚貝類やその他にもとづきペルーにおける本層群の下部は Wolfcampian ではあるが，本層群の上部は Leonardian にまでおよんでいることを指摘している。その後 CHAMOT (1965) は紡錘虫にもとづき Copacabana 層群の下部は，Wolfcampian から Leonardian に，その上部は Leonardian 初期ないし中期に相当するとしている。前田・他 (1975) は Colquencha 地域* を調査し，当地域では高地であつて未踏区域として残る，地質構造上，向斜構造の中軸部に，ペルーにおけると同様な Leonardian 相当層が存在するかも知れないことを指摘した。いずれにしてもボリビアにおける本層群の上限の地質年代を確かめることは，ボリビアの古地理の変遷，ひいては地史のうえから今後に残された重要な課題の一つであらねばならぬと考えられる。

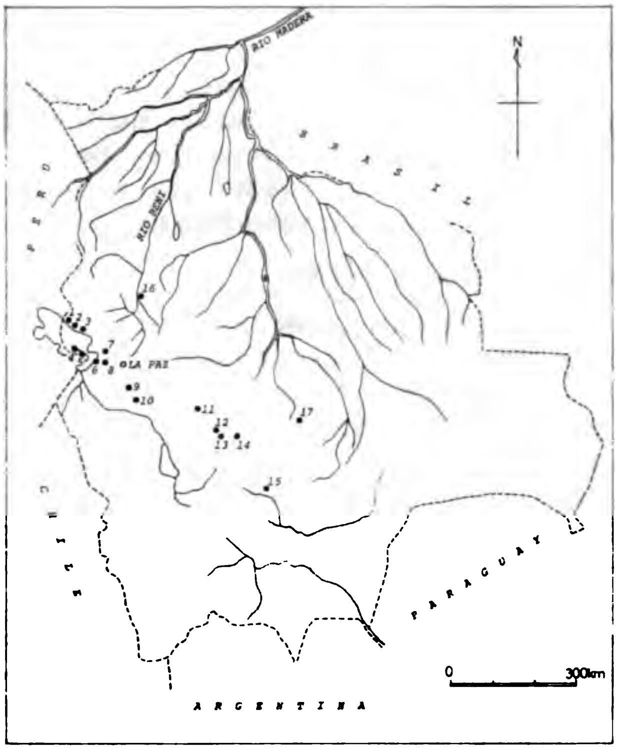
IV. Copacabana 層群の分布

ボリビアにおける本層群の分布はペルーにおけると同様にアンデス山脈の延びの方向にそい，かつ広範囲に亘つて分布する。その分布は北から Escoma, Carabuco, Ancoraimes, Isla del Sol, Peninsula de Copacabana, Tiquina, Peninsula de Cumana, Peñas, Yaurichambi, Colquencha, Santiago Llallagua (Ayo Ayo の西)，Chacapaya, Chapiojo, Apillapampa, Carpacaima (Carpacayma)，Torotoro, Zudáñez 等に知られる。これらの地域は Copacabana 層群がほぼ確実に存在すると考えられるところであるが，ここにあげた地域以外で層位学的研究や古生物学的研究が不充分なため本層群が明確に分布するかどうか未確実な地域も各地にある。それら地域をあげると次のようである。(A) Subandes における Beni 川上流地域から Securé 川上流地域，(B) Sicasica 北東の Yaco 地域，(C) Comarapa 地域，(D) Tarija の東南地域等がある。

Copacabana 層群は岩相が石灰岩に富む等の特異性をもつと共に概して化石が豊富であるから，野外でも比較的に容易に他の地質系統から識別することができるが，ボリビアでは一般に本層群に関する野外調査や層位学的・古生物学的研究がおくれているため，従来同層群と考えられていた地層が異なる地質時代の地層におきかえられたり，またこれとは別に新分布地域が加えられる可能性が多分にある。本層群の分布地の重要地域についてふれると次のようである。

1. Escoma 地域

* 本文ではこの地域の Copacabana 層群についての記述は省略する（前田・他：1975，参照)。



第1図 Copacabana 層群の主要分布地

1 : Escoma	11 : Chacapaya
2 : Carabuco	12 : Apillapampa
3 : Ancoraimes	13 : Carpacaima
4 : Isla del Sol	14 : Torotoro
5 : Peninsula de Copacabana および Tiquina	15 : Zudáñez
6 : Peninsula de Cumana	16 : Beni 川
7 : Peñas	17 : Comarapa
8 : Yaupichambi	
9 : Colquencha	
10 : Santiago Llallagua	

Escoma から北東に約 8 km から10 km 離れた Suches 川流域に本層群ないしこの相当層の存在が RIVAS (1962) により明らかにされ，この地域の地質図や化石産地が記述されている。また当地域に本層群が分布することは AHLFELD・BRANISA (1960) によってもとりあげられている。当地域の本層群は，古生物学的証拠から確実に本層群であると云える Carabuco と Ancoraima との両地域のものの北西方向への延長である。当地域の本層群は主として砂岩からなる石炭系の上に累重し，また本層群の岩相は栗色や赤色や灰色の種々の色調を呈する石灰岩を含むことを特徴とし，これら石灰岩中に腕足類やその他の化石を産出する。しかし当地域の本層群に関する古生物学的研究がほとんど進展していないため，本層群の分布等に若干の疑問が残されていないわけではない。

2. Carabuco 地域

Carabuco とその東方の錫の産出で著名な Matilde 鉱山の中間に本層群が良好に露出する。RIVAS (1962) はこの地域の地質調査を行ったが，その示された層の分布や地質構造は，筆者が現地調査を行って観察してみると実際とは相当に異なっていることが明らかとなった。たとえば Carabuco の東方約 4 km～5 km の Matilde 鉱山に向う渓谷での北側（右岸側，ペルー側）には，南側(左岸側)と同様な地層群が発達しているにもかかわらず，RIVAS (1962) はこの地点での渓谷の北側と南側との間に転位差の大きい latteral fault を認め，かつ両側で地質構造が非常に異なっているごとく図示している。これは実際とは非常に異なっているのである。この地域では上記の渓谷の南・北両側（左・右両岸側）で明確であるように下位からデボン系，石炭系，二畳系（Copacabana 層群），白亜系および第三系が順序よく重なる。デボン系は黒色頁岩を主体として，これに砂岩を伴い，三葉虫類やその他の化石を僅かに産出する。石炭系は砂岩を主体とし，これに頁岩を伴うが，化石は極めて少ない。

当地域の Copacabana 層群は石灰岩，砂岩，頁岩の互層からなるが，特に注目されることは本層群の上部層準ではこれらの岩相からなる薄い頻互層に変化することである。石灰岩は下部層準では厚くて塊状をなすこともあり，その色調は一般に暗灰色を呈するが，部分的に赤褐色をおびることもある。これら石灰

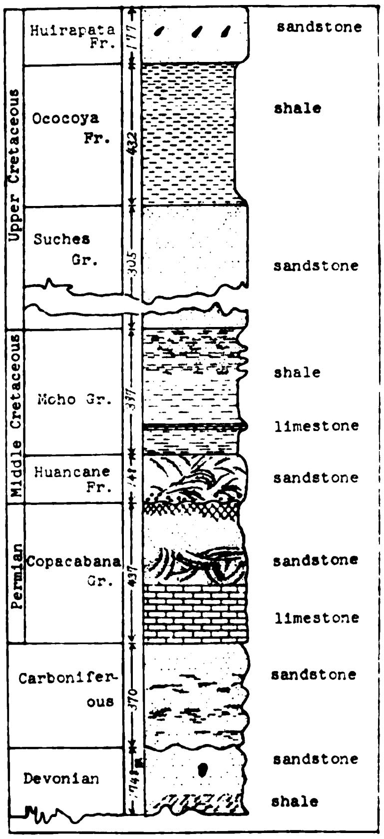
岩層はほとんど紡錘虫やその他の化石を含む。走向は N 40～60°W で，傾斜は50°内外Sを示す。全体の厚さは約300mから400m と推定される。この地域での本層群の地質構造は南東に傾く単斜構造を示している。

3. Ancoraimes 地域

Ancoraimes 部落の東方に分布するもので，それらは Titicaca 湖に面する Andes Oriental の西側の山麓の一部を占める。本層群の走向は N30～45°W で，傾斜は東に高角度を示す。当地域の本層群の分布は大局的には Carabuco の東方に分布するものの南東方への延長と考えられ，また Ancoraimes 川上流の渓谷にそつても若干露出する。基盤は黒色頁岩を主体とするデボン系であるが，当地域の地質についてはまだ詳細なことがわかつていないし，Copacabana 層群の層序や化石についてもほとんど研究されていない。

4. Peñas 地域

当地域の Copacabana 層群は Ancoraimes の南東方に分布するものであるが，古くから本層群の分布地として知られている Yaurichambi に地理的に比較的近く，Yaurichambi の北西約10km に位置する。ここの本層群は Altiplano に残丘としてそびえる Cerro Monte Calvario の北東部の小区域を占めるものである。本層群の特徴は Yaurichambi 地域のそれによく似るが，層序や含まれる化石群の検討が充分進んでいない。ボリビアの地質調査所により若干の野外調査がなされているにすぎない。この地域の基盤岩類は石英質砂岩および黒色頁岩からなるデボン系である。



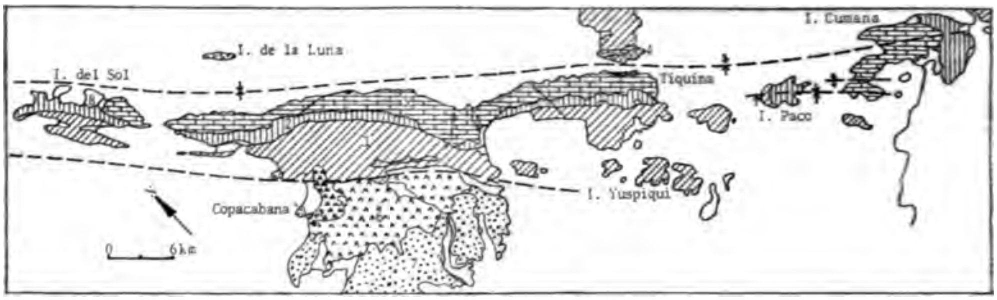
第2図　Titicaca 湖北東部地域の中・古生界の層序 (RIVAS：1968に一部修正)

5. Titicaca 湖東方のアンデス山地

当地域に二畳系が広く分布することは RIVAS (1962) によつて明らかにされている。これらの二畳系はペルー国境にまでアンデス山脈の延びの方向にそつて延長している。しかしペルーの地質図(BELLIDO：1969) をみると国境をはさんで当然，同一地層群と考えられる地域の地質がペルー側ではデボン系や白亜系に変つている。このようなことから判断してボリビア側の Titicaca 湖東方のアンデス山地に分布する二畳系については，今後再検討を要するものと考えられる。ことに本層群の最も岩相上の特異性とする石灰岩相の存否や古生物学上の明確な証拠を得ることが是非とも必要とされる。

6. Tiquina 地域

Copacabana 半島は Titicaca 湖につきでて，その先端は海峡をつくるが，この海峡によつて Titicaca 湖は Titicaca 大湖 (Titicaca 湖北部) と Titicaca 小湖(Titicaca 湖南部)とに分けられている。Tiquina はこの海峡地域をいう。海峡は NW から SE 方向に走り，この海峡に面して Copacabana 層群が分布する。分布状況は幅狭いが，海峡の延びの方向，すなわち NW から SE 方向に長く延びる。上述のように Copacabana 半島に本層群が発達していることが研究の初期に判明したことから，本層群の名称がこの半島から由来した。Tiquina 地域の本層群の南東方への延長は Peninsula de Cumna にあらわれ，一方，北方への延長は Isla del Sol に露出する。



第3図 Copacabana 半島の地質（ASCARRUNZ・他：1972）
1：デボン系　5：第三系（Corocoro 層群）
2：石炭系　6：第四紀火山砕屑岩
3：二畳系（Copacabana 層群）　7：第四紀 Taraco 礫岩層
4：白亜系　8：沖積層

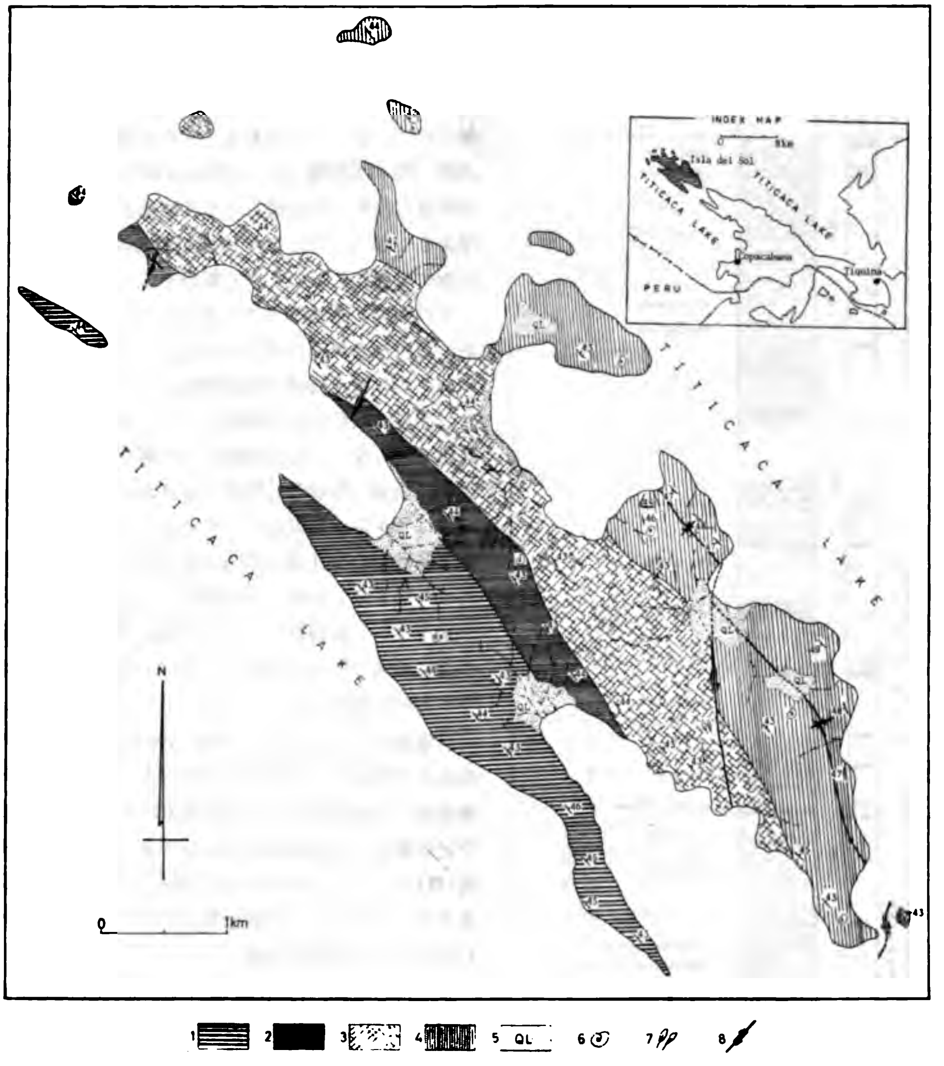
当地域の本層群の下位には頁岩と砂岩からなる石炭系が存在する。NEWELL・他(1953)はこれをペルーの中部地域に発達する Ambo 層群相当層ではないかと考えたが，いずれにしても石炭系であることは間違いないものとおもわれる。この地域における本層群と石炭系との関係について BRANISA の見解* は不整合関係であると主張するが，筆者は両者の関係が不整合関係にあるとは云いきれないものと考える。このことは Colquencha（前田・他：1975）や Yaurichambi における状況と全く同様であるものとおもわれる。Altiplano における両者の層位関係の究明は広い地域を密に調査すると共に，特に石炭系についての精査が必要なことと考えられる。

当地域の Copacabana 層群の下限は本層群の下位に発達する暗黒色ないし暗緑色を呈する頁岩に接する石灰岩部層の下限をもつてあてている。これはこの石灰岩部層から上位に向って石灰岩が非常によく出現するように変化するからである。本層群中の石灰岩の薄いものは層状で，厚いものは塊状をなし，化石は石灰岩相中のほとんどに含まれる。NEWELL・他(1953)は本層群中に少なくとも紡錘虫の6帯が認められるとしている。たとえば最下部の紡錘虫帯には *Schwagerina steinmanni*, *Triticites berryi* 等が存在し，上部の紡錘虫帯には *Schwagerina ahlfeldi* が *Schwagerina munaniensis* や *Triticites titicacaensis* を伴つて多産し，そして石灰岩中には珪化した Productids と spiriferoids が一般によくみられることを指摘している。また当地域の本層群中に *Pecopteris* の数種が産出することは注目される事実である。本層群の上部層準は化石の乏しい薄い石灰岩を挟む頁岩の存在で特徴づけられる。当地域の本層群の厚さは DUMBER・NEWELL (1946) が約500m と推測したが，後に NEWELL・他 (1953) は約 300m と推定し，筆者もその厚さは約300m と推定する。

7. Isla del Sol 地域

Isla del Sol は Copacabana 半島の東端の湖岸線を NW 方向に延長した線上に位置した Titicaca 湖内の一孤島である。この島にはデボン系，石炭系，二畳系（Copacabana 層群）が分布し（第4図参照），これらは全体として NE に傾斜する単斜構造を示す。デボン系の厚さは約800m で，砂岩，頁岩または粘板岩からなり，三葉虫等の化石を産出する。石炭系は砂岩が主体で植物化石を含む。Copacabana 層群は石炭系から漸変し，両者が不整合関係にあるかどうかは明確ではない。むしろ整合関係にあるようにもおもわれる。本層群の下部は石灰岩の薄層が数層準に発達し，砂岩と頁岩との互層をなす。本層群の中部から上部には厚い石灰岩が非常によく発達する。これらの石灰岩中には紡錘虫やその他の化石がかなり多

* 筆者への私信に依る。



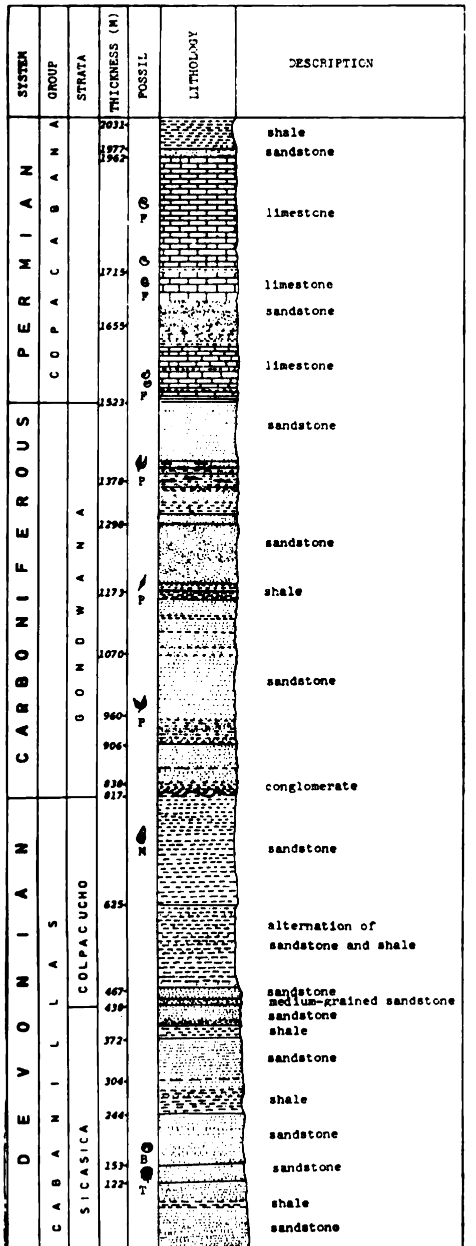
第4図 Isla del Sol の地質 (URDININEA, 1968に一部修正)

1：中部デボン系	5：第四系
2：上部デボン系	6：動物化石
3：石炭系	7：植物化石
4：二畳系	8：断層

く産出し，また細粒砂岩や頁岩等からも腕足類やその他の若干の化石を産出する。当地域の本層群の厚さは全体で約500m と推定される。Isla del Sol では諸層群が全体として単斜構造を形成し，Copacabana 層群は島の北東側にかたより，かつ NW から SE 方向に長く延びながら分布する。また Isla del Sol の東側に位置して散在する小島も Copacabana 層群である場合が多いことは一つの注目すべき事項で，Titicaca 湖内の孤島は古期岩類からなつている。

8．**Yaurichambi 地域**

Yaurichambi は La Paz から Titicaca 湖に向い北西に約40km の地点に位置する。Yaurichambi 部



第5図　Isa del Sole における古生界の層序(URDININEA, 1968に一部修正)
T：三葉虫　　B：腕足類　　M：軟体動物　　F：紡錘虫　　P：植物

落附近の Altiplano（標高約3800m）上に小山塊（岡）が残丘（標高約3900m）としてみられるが，この山塊がいわゆる Yaurichambi の化石産地として古くから知られているところである。この山塊に分布する地質系統（第6図参照)は，山塊のほぼ中央に位置して東から西に横断する山道にそつて観察することができるばかりでなく，またこの山塊の北西端の Altiplano に面する崖にそつてもよく観察することができる。

この地域の基盤はデボン系を主体とするものであるが，当山塊のデボン系からは化石の産出がかなり少ない。デボン系上には不整合関係をもつて石炭系が重なり，同系は粗粒砂岩と暗緑色をおびた細粒砂岩と黒色頁岩とからなる。なお同系は砂岩勝ちとなることが特徴で，偽層が数層準に発達するばかりでなく，一部の砂岩はアルコース質となつている。このようなアルコース質砂岩の存在はわが国の石炭系の岩相とは非常に異なつたものである。石炭系上に Copacabana 層群が重なるが，石炭系と Copacabana 層群との関係が不整合関係であることは云い難く，両者は整合関係を示すものと観察される。

当地域の Copacabana 層群はやや薄い石灰岩と砂岩および頁岩とからなる互層である。石灰岩は多くの場合淡い赤褐色を呈し，石灰岩中に紡錘虫，腕足類，サンゴ類やその他の化石をかなり多く産出する。当山塊(残丘）の頂上では石灰岩が風化した結果，種々雑多の化石が単体として風化残溜土中に混在する場合がしばしばよく観察される。

本層群の上部に白亜系が接する。Copacabana 層群と本系とは山塊の北西側の各地で断層で接するとみられるが，南西部では不整合関係にあるようである。白亜系の岩相は濃い赤褐色を呈し，岩相は砂岩を主体とするものである。したがつて Copacabana 層群とは岩相上，一見して区別することができる。この地域の白亜系からはボリビアの研究者も含め，まだ化石の産出を明らかにしていない。

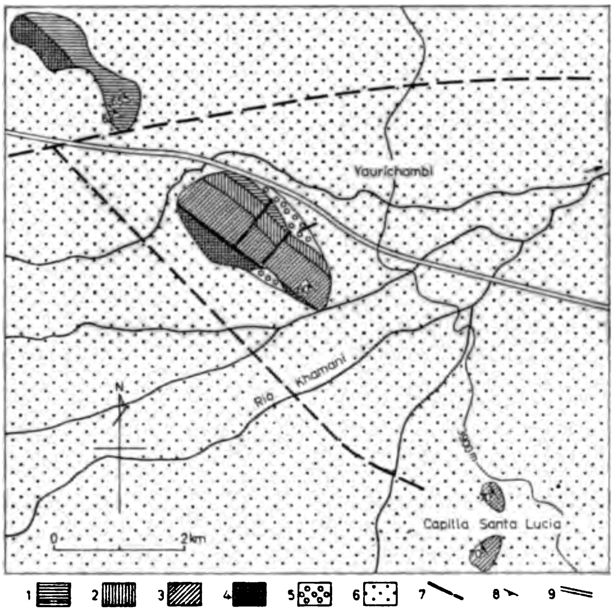
9.　Yaco 地域

Sica Sica の東方の Yaco 地域に AHLFELD・BRANISA (1960) は Copacabana 層群の存在を認めている。しかしその後 AHLFELD (1972) は Copacabana 層群の分布地として当地域をとりあげていないし，また他の研究者によるその後の調査資料もなく，現在

では当地域に本層群が分布するかどうかは確認できない。そもそも当地域は Cordillera Oriental 中でも Tres Cruces と呼ばれる山岳地帯にあたる。すなわち La Paz 川から南東の山地は Cordillera de Tres Cruces と云われ，山地の極めて急峻なことで知られる。Cruces とは Aimara 語で十字架を意味し，現地人にとつても野外踏査の非常に苦しいところとなつている。ボリビアにおける Copacabana 層群全体の分布状況をみると，古くから注目されてきた Titicaca 湖周辺地域と南東方の Cochacamba 地域とに本層群の分布がよく知られるが，これに反して両地域の中間の Tres Cruces 地域に本層群の分布がほとんど知られていない。このことは当地域に本来は本層群の堆積がもたらされたものであつたが Tres Cruces 地域の隆起量が著しく大きかつたため，この地域の山岳地帯が侵蝕され，現在では本層群がほとんど消失してしまつたものであろうと考えられるのか，それともそもそも踏査が不充分のために分布が明確になつていないだけなのか，いずれなのか不明である。Titicaca 湖周辺地域や Cochabamba 地域の本層群の分布状況から判断すると古地理上，Copacabana の層群の堆積盆地内に Tres Cruces 地域も当然含まれると考えられるので，当地域の今後の研究が待たれる。

10. Torotoro 地域

Torotoro の南に位置し，Caine 川の西側に本層群の分布が知られる (AHLFELD: 1960)。当地域の地層群は下位からオルドビス系，デボン系，石炭系が発達し，その上に Copacabana 層群が重なり，さらにその上に白亜系がみられる。Copacabana 層群



第 6 図　Yaurichambi 地域の地質（ボリビア地質調査所作成に一部修正）
1：デボン系
2：石炭系
3：二畳系（Copacabana 層群）
4：白亜系
5：第四系（礫岩）
6：第四系（礫・砂）
7：断層
8：走向・傾斜
9：道路



第 7 図　Yaurichambi の露頭
C：石炭系，P：Copacabana 層群



第8図 Torotoro 地域の地層
O：ホルドビス系，シルル系，デボン系および石炭系，P：Copacabana 層群，Cr 白亜系

は石灰岩層を含み，白亜系は赤褐色を呈して両者はここでも明瞭に区別されるが，Copacabana 層群に関する層位学的・古生物学的研究がほとんどなされていない。なお当地域の調査にはボリビアとしては自然的条件がかなり良いので，Copacabana 層群の研究を遂行するうえで当地域は好都合である。

11. Apillapampa 地域

Apillapampa は Cochabamba の南に位置し，Caine 川の西方（右岸）を占める。KOZLOWSKI (1914) が腕足類を記載して以来，当地域はボリビアにおける本層群の著名な化石産地として広く知られるようになった。CHAMOT (1965) は Caine 川の支流の Chullpanimayu 川にそつて層序を樹立したが，その際に当地域の二畳系を下部の Yaurichambi 砂岩層と上部の Copacabana 層群とに二区分した。そして Copacabana 層群をさらに石灰岩を主体としこれに石灰質頁岩を伴う下部層と，石炭を挾在する上部層とに細分した。下部層の石灰岩は層状をなし，その色調は青灰色で，ときに珪質となることがある。頁岩は青色から暗灰色を呈し，ときにシルト質，または砂質に変ることがある。また下部層中には中粒のアルコース砂岩を挾み，これに濁白色のチャートを伴う。上部層中の石炭層には花粉・胞子化石が含まれ，それらにはアフリカ大陸等に共通な種属がみられる。石灰岩には紡錘虫が多産し，それらのなかから CHAMOT (1965) は *Parafusulina* cf *Peruana*, *Schwagerina* sp., *Monodiexodina* aff. *linearis* 等を検出し，これらの紡錘虫にもとづき Copacabana 層群の下部層は Wolfcampian から Leonardian に，上部層は Leonardian 初期ないし中期に当ることを指摘している。しかし Copacabana 層群の上限の地質年代を究明するために当地域の化石群について一層詳しく検討する必要があろう。

11. Beni 川上流から Securé 川上流におよぶ Subandes 地域

Beni 川上流の支流 Quiquivey 川の流域をはじめ Securé 川上流におよぶ Subandes 地域に，二畳系 (Copacabana 層群) が NW から SE 方向をとりながらデボン系，白亜系，第三系と共に帯状に分布する (GEOBOL：1968)。当地域の二畳系の研究は非常におくれている。MARTINEZ・他 (1971) は Beni 川上流地域の地質を記述するに際して後期古生界を二畳・石炭系として一括しているものの，ここで注目に価することは Beni 川上流の紡錘虫，腕足類やその他の化石を含む石灰岩を伴う地層を Copacabana 層群として容認していることである。したがつて Beni 川上流やその他の Subandes 地域の広い未調査範囲内に Copacabana 層群が存在することは確実であろう。

ペルーの油田帯から類推して当地域は地質構造上，石油を胚胎することが充分予想できる。このようなことから将来，当地域の地質は非常に注目されるときが必ず到来するに違いないであろうとおもわれる。ボリビアの二畳系は石灰岩相を伴い，化石を多産するので，Subandes 地域の層序や地質構造の解明に key bed として Copacabana 層群の研究が重視され得るものと考えられる。なお当地域の二畳系はその当時の堆積盆地の古地理を推定するうえにも極めて重要である。すなわち予察的ではあるが当地域は二畳紀堆積盆地の北東縁部を占めるものと考えられるので，当地域の本層群の化石群集や堆積物の特性などに多くの興味がもたれる。

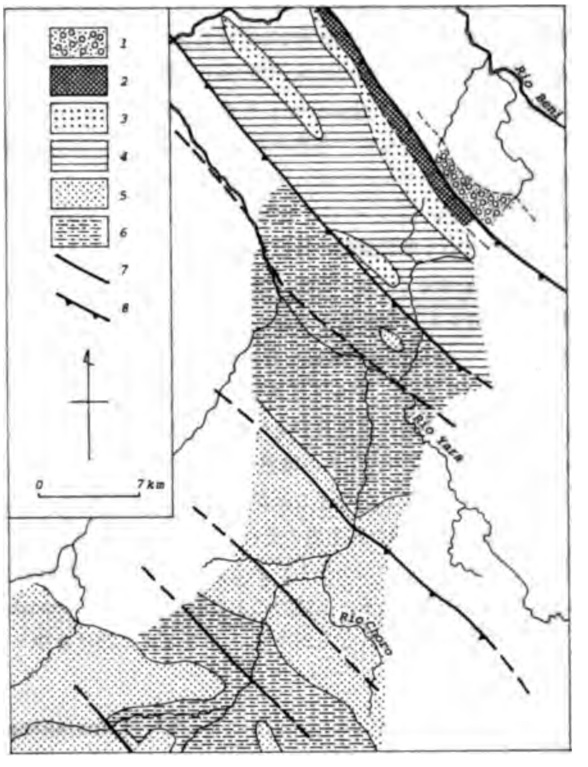
12. Comarapa 地域

Ichilo 川の上流で Santa Cruz の西方の Comarapa 地域に本層群の存在が AHLFELD・BRANISA

(1960)によつて指摘されている。当地域は基盤がオルドビス系，デボン系からなるが，Copacabana 層群に関する知識は乏しく，今後の研究地として残る。

13. 分布地の総括

ボリビアにおける二畳紀 Copacabana 層群全体の分布状況を総括すると，Titicaca 湖周辺地域から Cochabamba 地域におよぶ南東方向に広く，かつ長く分布することが知られる。分布地の西側は Altiplano の新生界でおおわれ，Altiplano 以西にはボリビアでは露出していない。なおチリー北部，すなわち Antofagasta 北部に本層群相当層が存在すると云われるが（LOHMANN：1970），これについては充分検討を要するものと考える。Copacabana 層群の分布地の東側は未詳のことが多く，今後の研究に待たなければならないが，東側の北部の Beni 川上流地域，Tunal 川流域の Comarapa 地域，一方，ボリビア南部の Tarija の東の Subandes 地域が一応，本層群の発達地として含められる。



第9図　Beni 川南方地域の地質（MARTINER・他：1971）

1：白亜系
2：二畳・石炭系
3：デボン系
4：シルル系
5：上部オルドビス系
6：下部オルドビス系
7：正断層
8：逆断層

V. Copacabana 層群の層位関係と堆積相

Titicaca 湖周辺地域および Altiplano の Copacabana 層群はその下位に砂岩と頁岩とを主体とし，軟体動物化石を全く含まない石炭系が必ず発達する。このような事実は Escoma, Carabuco, Isla del Sol, Tiquina, Yaurichambi, Colquencha, Santiago Llallagua 等の地域で知ることができる。一方，ボリビアの東部の Subandes の Beni 川上流地域でも本層群に接して石炭系が存在する。上述のことから判断して，たとえ古生界の層序の明らかとなつていない地域であつても Copacabana 層群が確認されるならば，本層群の下位に石炭系が存在するであろうと考えられる。そして多くの場合，本層群が直接にオルドビス系やデボン系に接することは多分ないであろうともおもわれる。

Titicaca 湖周辺地域では本層群の上位層にほとんどの地域で化石の極めて乏しい白亜系が重なつてくる。しかし Corocoro 堆積盆地の Altiplano では，たとえば Colquencha 地域や Santiago Llallagua 地域では本層群の上位に白亜系が重なることはない。このことは Titicaca 湖周辺地域と Corocoro 堆積盆地地域とでは異なつている現象である。ボリビア白亜紀の堆積盆地の古地理（前田・URDININEA：1976）から判断すると，当然 Colquencha 地域および Santiago Llallagua 地域に白亜系が存在しても妥当なことと考えられるが，上述のように両地域の Copacabana 層群上に白亜系がみられないのである。この事実

については次のように考えられる。すなわち白亜系堆積後，Corocoro 堆積盆地が著しく沈降し，この運動につり合つてこの盆地に約10000m に達する第三系の厚層が堆積したが（前田：1975），これに対して盆地の東側では古期岩類の山地が相対的に著しく隆起し，そのため Colquencha 地域や Santiago Llallagua 地域では，たとえ Copacabana 層群は小区域に残つてはいてもその上位に重なる筈の白亜系は削剥され，消失してしまつたものであろうと考えられることである。Corocoro 堆積盆地は当盆地の北端の Titicaca 湖周辺地域より Colquencha や Santiago Llallagua 地域の方が当盆地の沈降の中央より接近していた事実を考えると，Colquencha 地域から Llallagua 地域にかけての古期岩塊の隆起量と削剥量とは非常に大であつたという地殻運動の特性が肯定されるようにおもわれる。

STEINMANN (1904) も既に指摘しているが，ボリビアのカンブリア紀から石炭紀におよぶ堆積物の一特徴は，ほとんど砕屑岩からなつてその中に石炭岩相を欠くということである。ボリビアの古生界では石灰岩相は Copacabana 層群のみに発達し，他の如何なる古生界中にも全くみられない（前田：1975）。つまりカンブリア系，オルドビス系およびシルル系は黒雲母の小片を含む黒色頁岩を主体とし，デボン系は珪岩や石英砂岩に黒色頁岩を伴い，石炭系は砂岩（一部アルコース質）と雑色性頁岩からなる。Copacabana 層群下位の古生界の堆積相は，本層群が石灰岩相に著しく富んでいる特質からみて明瞭に，かつ容易に区別することができるばかりでなく，本層群は macro fossil も micro fossil も共に非常に富んでいるので，化石相も他の古生界のそれとは明瞭に区別することができる。本層群上位に重なる白亜系は Puca 層群とも云われることからもわかるように赤褐色の粗粒岩を主体とする岩相で，Copacabana 層群の岩相とは明白に区別される。上述のことを総括すると Copacabana 層群の岩相は下位の古生界のそれとも，また上位の白亜系のそれとも異なり，ボリビアにおける中・古生界にあつては独特の堆積相を示していることが強調される。

VI. Copacabana 海進

Copacabana 層群が存在するとその下位に接してボリビアの広い地域に石炭系がみられる。この事実から Copacabana 海進は陸成石炭系が堆積した盆地に二畳紀初期，すなわち Wolfcampian (NEWELL: 1949) にひろがつたと考えられる。この海進は中部アンデスの大陸に奥深く進入し，そして海進の方向は NW 方向から SE 方向に，すなわちペルーからボリビアに向つて進展したものと推定される。この海進によつて形成されたものが Copacabana 層群である。しかしここに注目されるべき事実は，Poopo 湖の北と Sucre とを結ぶ線以南の地域には Copacabana 層群の存在が知られていないことである。もしかりにこの地域がひろがつていたとすれば，Tres Cruces ほど隆起量が大きくないこの地域の褶曲した古期岩類の間に，目だち易い Copacabana 層群が挟まれて残つていてよい筈である。Poopo 湖の北と Sucre とを結ぶ線以南の地域に Copacabana 層群の存在していないことから，Copacabana 海進は Poopo 湖の北方で Cordillera Oriental の褶曲軸を横断して東南方に進入したように推定される。すなわち Copacabana 海進前，Poopo 湖附近から Sucre 以南の Cordillera Oriental の隆起量は，それ以北の Cordillera Oriental の隆起量より大で，さらにその当時，古期岩類からなるアンデスの褶曲山脈がボリビア南部では既に形成されていたものとおもわれる。

アマゾン上流の平原地域の石油探査によつて得られる資料が入手出来ないので，正確なことは云いきれないが，現在までに判明している資料から Copacabana 海盆の東縁は現在の Subandes の東麓にほぼ一致するであろうと考えられる。一方，この海盆の西縁はボリビア北部では Titicaca 湖の西にほぼ一致するであろう。

Copacabana 層群は Yaurichambi 地域や Colquencha 地域やその他地域でもサンゴ類をかなり豊富に含んでいる。本層群にサンゴ類や腕足類やその他を伴う石灰岩の存在から LOHMANN (1970) はこの海進が赤道地方を広く占めていた暖かい Tethys 海の南方への延長であるとし，なおこれと同様な Tethys

海からの他の一つの海進はインドからパキスタンの Salt Range 地域にもみられることを指摘している。本層群に含まれる化石群からこの海進は暖流性であつただろうともおわれる。Copacabana 海進はボリビアにおける Gondwana 系 (BRANISA : 1965) 堆積後の一つの大きな事件であつたと云え，海進はペルーからボリビアをとおり，アルゼンチン北部に達していたと考えられる。

VII. 地質構造

Copacabana 層群は各地域ともかなり褶曲が著しく進んでいる。ここでは二・三の地域についてその特徴をあげる。

1. Titicaca 湖周辺地域

Titicaca 湖周辺地域の Copacabana 層群は NW～SE 方向の軸をもつ規模の大きい向斜構造(Tiquina 向斜) を示し，その軸は Tiquina 海峡をとおる。Tiquina 向斜の北西側にはデボン系，石炭系および本層群からなる古期岩類中に短軸の向斜構造と背斜構造とが発達し，これらの軸は Isla Paco から Isla Cumana にまで延びる。この短軸の向斜構造と背斜構造との軸の方向は共に Tiquina 向斜の軸と平行し，互に調和する。したがつて Tiquina 向斜およびその北西側に平行して発達する向斜構造も背斜構造も，その形成は同時期であったものと考えられる。

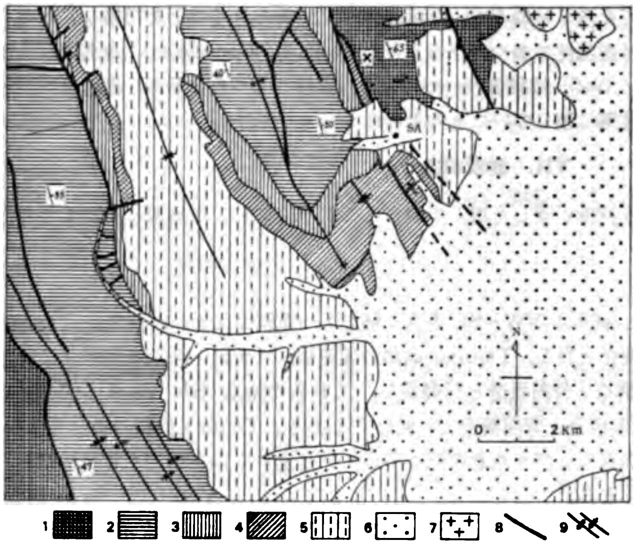
一方，Yaurichambi 地域の本層群は単斜構造をなし，その走向は NW で傾斜は NS を示す。Tiquina 向斜を Tiquina 地域から南東方向に Yaurichambi 地域にまで延長して考察すると，Yaurichambi 地域の本層群は Tiquina 向斜の北東翼部に相当する。このことは興味ある事実で，Tiquina 地域と Yaurichambi 地域とをあわせ考察することによつて，Tiquina 向斜構造の規模が如何に大きいものであるかを知ることができる。

2. Titicaca 湖東方山地

Titicaca 湖の東側，すなわち Escoma や Carabuco の東とアンデス山地とに分布する本層群はデボン系，石炭系および白亜系と，ところによつてはこれらに第三系を加えて向斜構造と背斜構造とを形成する。これらの向斜構造および背斜構造の走向はすべて NW から SE 方向を示し，Titicaca 湖周辺地域の向斜構造および背斜構造の軸の走向とよく一致する。当地域の地質構造に関して RIVAS (1962) は興味ある事実を解明しつつある。たとえばこれらの褶曲軸の方向と一致する方向をもち，そして SW から NE に押しあげる衝上断層のいくつかを明らかにしている。RIVAS の地質図と地質断面図とから判断すると，この衝上断層は SW からの横圧力が SE からの横圧力よりも強かつたものと解釈できる。この類の衝上断層はデボン系から白亜系におよぶ地層群の形成する向斜構造や背斜構造をたち切っている。したがつてこの衝上断層やその他の断層は主として褶曲構造の形成後第三紀前に生じたものと考えられる。しかし一部の断層は第三系をたち切っているので，第三系堆積後にも造構造運動は継続していたことも事実である。

3. Santiago de Llallagua 地域

当地域のシルル系から Copacabana 層群におよぶ古生界中に向斜構造と背斜構造とが共に発達し，それらの軸はいずれも NW から SE に走る。しかしこれらの構造軸は第三系中には延長していない。このような事実から，この地域には白亜系が分布していないが，他の地域の地質構造とあわせて，当地域の褶曲構造の形成はおそらく第三系堆積前であったものと考えられる。当地域の衝上断層の延びの方向は褶曲軸と同一方向をとりながら，Copacabana 層群がシルル系に，また石炭系がデボン系に共に衝上する。褶曲構造も衝上断層も共に NE と SW との両方向からの横圧力により形成されたものと考えられ，このような構造運動の形式は当地域も Titicaca 湖東方のアンデス地域も共通である。当地域に白亜系がみられないので，当地域における褶曲構造や衝上断層の形成時期は Copacabana 層群堆積後で，第三紀堆積前であるとしか云えない。



第10図　Santiago de Llallagua 地域の地質（ボリビア地質調査所に一部修正）
SA : Santiago de Llallagua
1：シルリア系
2：デボン系
3：石炭系
4：二畳系（Copacabana 層群）
5：第三系
6：第四系
7：貫入岩類
8：断層
9：背斜軸・向斜軸
X：主要化石産地

VIII. 古生代末から中生代末までの地質構造発達史の一・二の考察

野外踏査で得られた Copacabana 層群をはじめその他の諸層群についての地質構造に関する諸資料から，構造発達史の一・二についてふれてみる。

1）デボン紀末

デボン紀のボリビアは三葉虫，腕足類等の棲息した海盆が広域に亘つて占めた。その当時の堆積物は現在の Andes Oriental はもちろんのこと西方では Altiplano にまで広く分布する。しかしデボン紀末（石炭紀前）にはのような古地理は極端に変化し，海盆は全く消滅するに至つている。云いかえればデボン紀では海成層が広い地域に，そして厚く形成されたにもかかわらず，石炭紀ではこれに反して陸成層の生成と変り，しかもその堆積はごく貧弱なものとなつて残つたにすぎない。このような事実はボリビアの地質構造発達史上，デボン紀末（石炭紀前）の地殻変動が非常に大きいものであつたことを示す。

岩相や化石の豊富なことで特徴づけられる二畳紀 Copacabana 層群は Poopo 湖の北から Sucre を結ぶ線以南の Andes Oriental には見つかつていない。それのみならずこの地域にはシルル系やデボン系の上に直接に白亜系が重なり，そこには Copacabana 層群のみならず石炭系も欠いている。このようなことから Poopo 湖北から Sucre を結ぶ線以南の Andes Oriental の地域は，明確には Copacabana 層群堆積前，しいて云えば石炭系堆積前に既に褶曲山脈が形成されていて，堆積がみられなかつたものと考えられる。この褶曲山脈の形成はデボン紀末の海退の要因となつた地殻変動と密接な関係にあつたものとおもわれ，デボン紀末のこの地殻変動は Andes Oriental の褶曲山脈の形成上，初期の重要な，いわば地質構造上骨格となつた大きい役割を果したものと考察される。

2）二畳紀初期

石炭紀のボリビアは内陸性堆積盆を形成した時代であつて，全く海水域は存在しなかつた。しかし二畳紀初期にペルー側から南方に向つて Copacabana 海進があつて，当海水域は Andes Oriental はもちろんのこと，あるいはチリー北部をも含めた広域を占めるに至り，その結果，Copacabana 層群が広い地域にもたらされた。ボリビアを中心とする中部アンデス地域に，二畳紀初期の海進をひき起した地殻変動

も，また注目されるべきことであったと云つて過言ではないであろう。

3) 二畳紀中期後

Subandes 地域およびその周辺の Copacabana 層群の研究が進展していないため，本層群の上限の地質時代が明確ではないが，ほぼ二畳紀中期末から以降三畳紀にかけて，一部地域に限って陸成層が形成されたようである。しかしボリビアのジュラ系の形成については極めて不明である。いいかえれば二畳紀中期以降，三畳紀にかけてはボリビアではごく一部地域に堆積物がもたらされたようであるが，一方，他の地域では削剥の時代であつて，ジュラ紀ではボリビア全域が全くの削剥の時代であったと考えられる。大局的にはボリビアの三畳・ジュラ紀は大陸時代であったと考えられ，そして二畳紀中期末にはこの特色あるボリビアの大陸化時代が始まつたものと考察される。ボリビアで観察される二畳紀中期末（あるいは二畳紀末）の大きな地殻変動は，一方，ペルーではそれ程大きくはあらわれていない。それ故，この時期における両国での地殻変動には著しい差違が認められることは注目されるべきことである。なお Cordillera Real における深成岩類の貫入は三畳紀であるとする見解をとるものと第三紀であるとするものとの二説があり，二畳紀中期以降，ジュラ紀に亘るボリビアの大陸時代と Cordillera Real における深成岩類の貫入との関係については，なお慎重に考究する必要があろう。

4) 白亜紀初期

白亜紀初期の堆積物は Copacabana 層群を含むそれ以前の地層に斜交しながら重なるので，白亜紀初期の堆積物の形成以前にも Andes Cordillera の構造運動が起つていたものと考えられる。

5) 白亜紀末期

ボリビアの白亜紀には海進と海退とが繰り返されたが，白亜紀の堆積盆の形状はかなり明確なものである。白亜紀末期には地殻変動があつて海退したが，しかしこれ以降，新生代にかけて海進は全く認められなくなつた。白亜紀末期ないし第三紀初めの地殻変動の他の一つの特色は Andes Oriental とその西側，すなわち Altiplano 地域との両者間に基盤運動の極端な差違が生じ始めたことである。つまり白亜紀末期を境として Andes Oriental は著く隆起し，その西側，すなわち Altiplano 地域は著しく沈降し始めた。この差別運動を含め白亜紀末期の地殻変動はボリビアの地質構造発達史上，特筆されるべきことで，アンデスの褶曲山脈の肉づけをなしたものと考える。白亜紀末期から第三紀におよぶ地殻変動がボリビアの各地に知られる鉱床のある種のものと深い関係をもつものではなかろうかとおもわれる。

IX. 結　言

ボリビアの古生界中，特異な存在である二畳紀 Copacabana 層群についてその層位関係や岩相の特徴，含まれる化石構成種の特色等について述べた。ボリビアの地質全般に関して不明のことが多いが，本層群に関して今後の研究に待つべき事項等についてもふれた。また古生時代末から中生代までの地史上の一側面をあげ。要点をあげて結言とする。

1. 本層群の岩相は石灰を挾む互層で，macro fossil も micro fossil も豊富である。

2. 本層群はほとんどの地域で下位に石炭系を伴い，この石炭系とは岩相を著しく異にする。

3. 本層群の上限の地質時代はまだ不確定で，堆積盆地の東部から東南部の層位学・古生物学的研究が待たれる。

4. 本層群には向斜構造や背斜構造，ときに衝上断層が発達する。

5. ボリビアではデボン系堆積後と白亜系堆積後の地殻変動は顕著はものと考えられ，また Copacabana 層群堆積以降からジュラ紀にかけて大陸時代となつた。

References

AHLFELD, F. (1946) : Geologia de Bolivia, *Rev. Museo La Plata* (*nueva serie*), seccion

geologia, to. 3, pp. 1-370.

——(1956) : " Bolivia " in a explanation of the geological map of South America, *Geol. Soc. America*, Mem. 65, pp. 167-186.

——(1969) : Geografia fisica de Bolivia, Encicl. Boliv. La Paz. Cochabamba, pp. 1-248.

——(1972) : Geologia de Bolivia, Encicl. Boliv. La Paz. Cochabamba, pp. 1-190.

——y L. Branisa (1960) : Geologia de Bolivia, *Inst. Bol. Petrol*, La Paz, pp. 1-245.

ASCARRUNZ, R. y RADELLI, L. (1946) : Geologia della penisola di Copacabana e delle isole del, settore sud del lago Titikaka, *Atti Soc. Ital. Sci. Nat. e Mus. Cin. Stor. Nat.*, V. 103, no. 3, pp. 273-284.

BRANISA, L. (1965) : Los fosiles guias de Bolivia. I. Paleozoico. *Servicio Ceologico de Bolivia, GEOBOL*, Bol. 6, pp. 1-282.

CABRERA, L. A. y PETERSEN, G (1936) : Reconocimento geologico de Ios yacimientos petroliferos del departamento de Puno, *Bol. Cuerpo Ing. Minas deo Peru*, no. 115, pp. 1-102.

DAVILA, J. y RODRIGUEZ, E. (1968) : El sistema Devonico en Bolivia y el problema de su base, *Bol. Ist. Bol. Petrol.* 7, no. 2, pp. 28-46.

DUNBAR, C. O. & NEWELL, N. D. (1946) : Marine early Permian of the central Andes and its fusuline faunas. *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 244, pp. 377-402, 457-491, pls. 1-12.

EVERNDEN, J., KRIZ, S., CHERRONI, C. (1966) : Correlacion de formaciones Terciarias de la cuenca Altiplanica a base de edades absolutas determinadas por el metodo potasio-argon, *Servico Geologico de Bolivia, GEOBOL*, Hoja informativa I.

GREGORY, H. E. (1913) : Geologic sketch of Titicaca island and adjoining areas, *Amer. Jour. Sci.* Vol. 36, pp. 187-213.

HARRINGTON, H. J. (1962) : Paleogeographic development of South America, *Bull. Am. Ass Petrol. Geol.*, Vol. 46, no 10, pp. 1773-1814.

——y Leanza A. T. (1943) : La faunula del Tremadociano Inf. de Salitre, Bol., *Rev. Museo La Plata*, nueva serie 2, pp. 343-356.

KOBAYASHI, T. (1937) : The Cambro-Ordovician shelly fauna of South America, *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sec. 2, Vol. 4, pp. 369-552.

LOHMANN, H. H. (1970) : Outline of tectonic history of the Bolivian Andes, *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, Vol. 54, pp. 735-757.

前田四郎 (1974) : アンデス中部地域の地質古生物学的研究, 地学雑誌, 83巻, 6号, pp. 351-363.

——(1975) : ボリビア, Corocoro 堆積盆地の地質に関する一・二の考察, 地学研究, 26巻, 7-9号, pp. 199-207.

——(1975) : アンデス中部地城の古生物学的研究, 学術月報, 27巻, 10号, pp. 652-658.

—— : 山際延夫, 速水格, 田附治夫, 北村健治 (1974) : 南米中部アンデス山地に分布する Copacabana 層群について, 地学研究, 25巻, 7-12号, pp. 129-136.

——, ——, 北村健次, BRANISA, L., URDININEA, M. (1975) : ボリビア中部 Colquencha 地区の Copacabana 層群について, 地学雑誌, 84巻, 5号, pp. 286-293.

YAMAGIWA, N. & BRANISA, L. (1973) : Some late Palaeozoic Corals from Bolivia. *Bull. Nat. Sci., Mus. Tokyo*, Vol. 16, no. 1, pp, 93-98, pls. 1-2.

NEWELL, N. D. (1946) : Geological investigation around Lake Titicaca, *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 244, pp. 357-366.

——(1949) : Geology of the Lake Titicaca Region, Peru and Bolivia, *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 36, pp. 1-111.

NEWELL, N. D., CHRONIC, J. & ROBERTS, T. G. (1953) : Upper Paleozoic Peru. *Geol. Soc. Amer*, Mem. 58, pp. 1-276, pls. 1-44.

OVIEDO, C. (1965) : Estratigrafia de la Peninsula de Copacabana, Lago Titicaca *Inst. Bol. Petrol.*, Vol. 5, nos. 1-2, pp. 5-15.

RIVAS, S. (1968) : Geologia de la Partenorte del lago Titicaca. *Servicio Geolgico de Bolivia. GEOBOL*. Bol. 2, pp. 1-88.

SCHLATTER, L. E. & NEDERLOF, M. H. (1966) : Bosquejo de la geologia y paleogeografia de Bolivia, *Servico Geologico de Bolivia, GEOBOL*. no. 8, pp. 1-49.

Servico Geologico de Bolivia (1968) : Mapa geologico de la Rep. Bolivia *GEOBOL*.

SWARTZ, F. M. (1925) : The Devonian fauna of Bolivia. The Johns Hopkins studies in Geol. Vol. 6, pp. 29–70.

THOMPSON, M. L. (1943) : Permian fusulinid from Peru. *Jour. Paleont.*, Vol. 17, pp. 203–205, pl. 33.

ULRICH, A. (1892) : Palaeozoische ver dteineurungen aus Bol., N. Jhrb. Min. BB. 8, pp. 1–116.

URDININEA, M. R. (1968) : Geologia de la isla del Sol, *Tesis de grado, Facultad de Ciencias Geologicas*, U. M. S. A., La Paz.

YAMAGIWA, N., MAEDA, S., TORREZ, J. G., URDINIEA, M. R. (1974) : A lower Permian coral species from the Copacabana Group at peninsula of Copacabana, lake Titicaca, Bolivia, *Geol. Lab., Fac. Sci. Chiba Univ.*, pp 17–21.

ZAPATA, H. Z. (1971) : Esfuerzos tangenciales y verticales en la evolucion de los Andes Orientales(Coroico-Bolivia), *Servico Geologico de Bolivia, GEOBOL*, Bol. 15, pp. 22–25.

(1977年1月28日受理)

東京都市圏の地域構造と変化

福 原 正 弘*

A Study of Regional Structure of the Tokyo Metropolitan Regions

Masahiro FUKUHARA

Abstract

(1) About thirty years have passed since the end of the World War II. The Japanese economy recovered from the war ruins with the Korean war as a momentum, and since 1955 has achieved a remarkable growth. In 1972, its GNP reached $298,700 million in nominal terms, the third largest in the world. Per capita national income, too, increased to $2,285 which ranked 14th or 15th. Thus Japan has come to be rated as a major economic power.

(2) Such rapid economic growth caused a fierce movement of population from farm areas to big cities. As a result, a phenomenon of excessive density and scarcity has emerged in the nation's distribution of population. And, at the same time, difference in economic expansion has become conspicuous among cities, and in particular the Tokyo Metropolitan area has registered a notable growth.

Also, an increase in the national income and a rise in consumption standards have stimulated development of suburban-central-cities and suburban residential areas. In the course of this development, cities centering around the suburbs have come into existence, In this fashion, the rapid economic growth have had considerable effects on the regional structure of metropolis.

(3) Theories on regional Structure of metropolis were published by the following three Scholars:

(a) The Concentric Zone Hypothesis by E. W. BURGESS

(b) The Sector Theory by H. HOYT

(c) The Multi Nuclei Theory by C. D. HARRIS and E. L. ULLMAN

In the field of geography, R. E. DICKINSON published the Theory of Concentric Circular Zones. Among these, the E. W. BURGESS' Concentric Zone Hypothesis has stood high in the estimation of the academic world.

(4) According to the Concentric Zone Hypothesis, along with growth of a city such phenomena as centralization, specialization and segregation present themselves, and unique zoning develops inside of the city. Then, invasion and succession among these zones bring the result of concentric expansion of a big city. The listed factors to distort the concentric Structure are configuration of the ground, railroads and industries. These

* 三井銀行本店営業部

factors, however, are considered to be of secondary importance in theory.

But, such concentric growth of a city is far from the actuality in cases of growth of Metropolis in the world. Especially in studying the regional structure of Japanese cities, in my opinion, configuration of the ground and railroads must be taken up as the prime factor. Also, the Sector Theory and the Multi Nuclei Theory should be combined, and the Concentric Zone Hypothesis be attached no more than secondary importance as the theory to valuate the yield of unit area from functions of location.

(5) In this study, both the principle component analysis, a kind of the multivariate analysis, and the cluster analysis are employed. And, 162 cities, wards towns all villages which form the Tokyo metropolitan regions are covered.

The subjects of this study are ever-five-year analyses and changes of the regional structure of the Tokyo Metropolitan Regions since 1955 based on 25 indicators.

(6) A civic-center has been formed under historical and political conditions. Due to advantages of concentration, civic functions have been gathered in a very small area, and from time to time, parts of the functions have been transferred to zones in transition or sub-civic-centers. In this way, a civic center has continued to purify and enhance its civic functions by building of skyscrapers.

On the other hand, the mainstay of civic centers has been shifted to a function of central supervision from the commercial and industrial function which was prominent for the period from 1955 to 1960.

Judging by the component score of the principle component analysis, which indicates the degree of centralization of civic functions, in Tokyo, Chiyoda-ward surpassed Chuo-ward in 1960, and the difference in the degree between the two wards has tended to increase.

(7) In Tokyo, the civic center is surrounded by the zones in transition where commercial, industrial and residential functions are mingled. Surrounding these zones are sub-civic-centers where both business districts and amusement and shopping streets have developed concurrently centering around terminals of the national and private railroads.

At present there are four sub-civic-centers in Tokyo as compared with two sub-civic-centers (Shinjuku and Ueno) in 1955, as Shibuya and Ikebukuro developed into sub-civic-centers in 1960 aed 1970, respectively.

(8) Industrial districts were located on low-lying, damp ground around urban areas at the outset. With growth of a city in scale, however, certain plants were compelled to be relocated to the suburbs. The former plant sites surrounding the current urban centers, thus, have been developed into residential sections for high-storied apartments.

(9) High-class redidential districts have sporadically developed in high-lying, dry areas convenient to railroad transportation such as Kamakura, Musashino, Urawa, Ichikawa and others, while low-grade residential districts have been formed in and around industrial districts.

(10) In line with a massive movement of population to the suburbs as residential districts and arise in income levels, what are called suburban-central-cities equipped with suburb commercial facilities have been developed at railroads-connecting spots about

30 kilometers away from civic centers of metropolis.

(11) The regional structure of the Tokyo Metropolitan Regions has been greatly influenced by railroads and configuration of the ground. Truly, the civic sphere extends radiately along commuters' railroads from the civic center. The middle areas between two railroads retain a strong character of a farm district.

In conclusing, Tokyo Metropolitan Region has been growing with a regional structure of stellate structure.

I. 主成分分析に基づく地域区分

1. 分析方法

都市地理学研究における計量的手法の導入に関しては山口岳志の研究[1]に詳しいが，わが国における計量的手法の端緒は安田三郎の研究[2]に求められており，その歴史は浅い。

計量的分析手法が計量地理学もしくは理論地理学として成立するか否かは別問題としても[3]，都市地理研究において極めて有効な分析方法であることは確かである。わが国では昭和35年以降電子計算機の普及

第1表 主成分分析に用いた指標

指標名	備考
1. 人口	対数変換
2. 人口増加率	5年間の増加率
3. 人口密度	
4. 就業者数	昼間就業者
5. 昼夜間就業率	昼間就業者数÷夜間就業者数
6. 対都市通勤率	23区への通勤者÷常住就業者
7. 都心通勤率	3区への通勤者÷常住就業者
8. 持家率	持家世帯÷普通世帯
9. 借家率	借家世帯÷普通世帯
10. 幼年人口率	0～14歳人口÷総人口
11. 生産年齢人口率	15～64歳人口÷総人口
12. 老年人口率	65歳以上の人口÷総人口
13. 男女性比	男性人口÷女性人口
14. 1次産業就業率	1次産業就業者÷総就業者
15. 2次産業就業率	2次産業就業者÷総就業者
16. 3次産業就業率	3次産業就業者÷総就業者
17. 専門職産業就業率	専門職産業就業者÷総就業者
18. 管理職産業就業率	管理職産業就業者÷総就業者
19. 事務職産業就業率	事務職産業就業者÷総就業者
20. 販売職産業就業率	販売職産業就業者÷総就業者
21. 運輸職産業就業率	運輸職産業就業者÷総就業者
22. 生産工職産業就業率	生産工職産業就業者÷総就業者
23. サービス職産業就業率	サービス職産業就業者÷総就業者
24. 銀行預金率	全国銀行預金（9月末残高）
25. 銀行貸出率	全国銀行貸出金（9月末残高）

（資料）国勢調査 全国銀行協会資料

と共に多変量解析による都市機能の分析が進み，主成分分析による都市の機能分類や階層性，大都市圏の地域構造解明などへの応用が広く行なわれるようになった。しかしデーター収集の繁雑さや電子計算機使用時の経費の点より，その研究例は多いとは言い難く[4]，かつ時系列分析の事例は皆無である。

本稿では主成分分析およびクラスター分析を用いて，わが国経済が高度成長を示した昭和30年以降5年毎に時系列で東京都市圏の地域区分とその変化を分析した。分析に用いた指標は従来の同種研究事例を参考にしつつ25指標をとりあげた。(第1表)

分析対象地域としての東京都市圏とは大都市生活の意味であり，その圏域設定方法は山鹿誠次の研究[5]に詳しく，また科学技術庁の設定事例[6]が現在代表的なものとされている。本稿ではこれらの設定方法を参考にして45年国勢調査に基づき，主として下記の観点より162市区町村を対象地域とした。

①東京都区部への通勤者比率≧5.0%以上

②40～45年人口増加率≧5.5%以上（＝全国人口増加率）

またこの地域は45年時点で下記条件をかなり満たす地域でもあり，45年での東京生活圏を特色づけていることが裏付けられた。

①三越百貨店本店の自動車による配送地域

②都市への通勤所要時間1時間半以内の地域[7]

③住宅地地価が10万円（$3.3m^2$ 当り）以上の地域[7]

2. 分析結果

主成分分析

主成分分析により求められた結果は第2表のとおり，30～45年の4時点15年間を通して上位4成分で全

第2表　第10成分までの固有値の推移

	昭和30年			昭和35年			昭和40年			昭和45年		
	固有値	全変動の%	同累積(%)	固有値	全変動の%	同累積(%)	固有値	全変動の%	同累積(%)	固有値	全変動の%	同累積(%)
第1成分	13.206	53	53	12.727	51	51	10.653	43	43	10.385	42	42
第2成分	3.932	16	69	4.216	17	68	4.586	18	61	4.624	18	60
第3成分	1.700	6	75	2.084	8	76	2.364	9	70	2.458	10	70
第4成分	1.530	6	81	1.464	6	82	1.868	8	78	2.063	8	78
第5成分	0.920	4	85	1.137	5	87	1.234	5	83	0.953	4	82
第6成分	0.822	3	88	0.720	3	90	0.902	3	86	0.879	4	86
第7成分	0.575	3	91	0.542	2	92	0.700	3	89	0.775	3	89
第8成分	0.369	2	93	0.356	1	93	0.549	2	91	0.627	2	91
第9成分	0.341	1	94	0.335	1	94	0.414	2	93	0.431	2	93
第10成分	0.313	1	95	0.284	1	95	0.349	1	94	0.357	1	94

変動の80%前後を説明しており，第1～4成分の成分解釈が可能である。上位成分の寄与率は第1成分が40～50%で全体の半分近くを説明しており，第2成分が16～18%，第3，4成分でそれぞれ6～10%を説明している。時系列にみると最近時点になるに従って第1成分の寄与率が低下傾向を示しているのに反して，第2～4成分の寄与率は逆に上昇傾向を示している。

(1) **第1成分**　第1成分は全変動の40～50%を説明しているが，特に強い因子は認められない。第1成分に対する固有ベクルトは第3表のとおり，4時点を通じ3次産業就業率，母都市通勤依存率，管理職就業率などが上位に現われている。この他，①人口増加率が低く，人口密度が高いこと，②生産年齢人口率が高いこと，③昼夜間就業率，銀行預貸金高などが正の相関を示すこと，などが特徴である。他方第

第3表　第1成分に対する変量の固有ベクトルの推移　　（上位5変数）

	昭和30年		昭和35年		昭和40年		昭和45年	
	変数名	負荷量	変数名	負荷量	変数名	負荷量	変数名	負荷量
1	生産年齢人口率	0.2545	生産年齢人口率	0.2607	生産年齢人口率	0.2835	3次産業就業率	0.2745
2	3次産業就業率	0.2390	3次産業就業率	0.2434	3次産業就業率	0.2681	管理職就業率	0.2583
3	管理職就業率	0.2322	管理職就業率	0.2394	母都市通勤率	0.2457	販売職就業率	0.2509
4	事務職就業率	0.2236	借家率	0.2339	借家率	0.2387	母都市通勤率	0.2464
5	母都市通勤率	0.2302	母都市通勤率	0.2264	販売職就業率	0.2377	都心通勤率	0.2434
Δ1	1次産業就業率	Δ0.2545	持家率	Δ0.2557	持家率	Δ0.2640	持家率	Δ0.2213
Δ2	持家率	Δ0.2389	1次産業就業率	Δ0.2555	1次産業就業率	Δ0.2651	1次産業就業率	Δ0.2197
Δ3	幼年人口率	Δ0.2312	幼年人口率	Δ0.2425	幼年人口率	Δ0.2536	幼年人口率	Δ0.2162
Δ4	老年人口率	Δ0.2238	老年人口率	Δ0.2217	老年人口率	Δ0.1785	運輸職就業率	Δ0.1507
Δ5	昼夜間就業率	0.0909	低家賃世帯	Δ0.1050	人口増加率	0.0215	生産職就業率	Δ0.1459

第4表　第1成分に対する市区町村別成分得点の推移

	昭和30年		昭和35年		昭和40年		昭和45年	
	市町村名	成分得点	市町村名	成分得点	市区町村名	成分得点	市区町村名	成分得点
1	中央	11.444	千代田	11.411	千代田	11.336	千代田	13.406
2	千代田	11.407	中央	10.475	中央	9.906	中央	10.870
3	港	7.603	港	7.340	港	7.327	港	8.584
4	新宿	6.913	新宿	7.047	新宿	6.730	新宿	7.776
5	江東	6.883	豊島	6.503	豊島	6.298	渋谷	7.048
6	台東	6.695	台東	6.494	杉並	5.830	豊島	6.680
7	品川	6.472	品川	6.126	中野	5.807	杉並	6.573
8	中野	6.456	中野	6.057	渋谷	5.789	中野	6.560
9	豊島	6.442	大田	6.029	世田谷	5.599	世田谷	6.277
10	大田	6.227	世田谷	5.967	台東	5.547	文京	5.842

1成分を否定する指標としては、1次産業就業率、幼年人口率、持家率などがあげられる。

以上の結果、第1成分は第3次産業を中心とする都心性を意味しているとの解釈が出来る。市区町村別に第1成分の成分得点の推移をみたのが第4表であり、千代田、中央区が圧倒的に高い値を示し、これに港、新宿、豊島区などが続いている。千代田、中央区の順位は30年に中央区が上位にあったが、35年に順位が逆転し、以降徐々に格差は開きつつある。また30、35年では千代田、中央区と港区との間には若干の開きが認められたが、40、45年では中央、港区の成分得点の差は縮少傾向にある[6]。他方港区と新宿区の関係は35年を例外として拡大傾向を示しており、この結果経済成長に伴なう都心部の面的拡大と共に港区も都心部に組み込まれている事がわかる。また、都心機能の集中化傾向が顕著であり、成分得点5.0以上の都心性の強い地域の市区数は30年以降減少傾向にある。これは30年頃には都心周辺に広く分布していた業務機能が相対的に都心部に集中したために、都心および副都心地域とその周辺地域の間に相対的な格差と機能分化が生じたためと考えられる。

2　第2成分　　第2成分は全体の16〜18%を説明している。第2成分と高い相関を示す指標は第5表のとおり、人口増加率、2次産業就業率、借家率、事務職就業率などであり、他方これと反対の極の指

第5表　第2成分に対する変量の固有ベクトルの推移　（土上位5変数）

	昭和30年		昭和35年		昭和40年		昭和45年	
	変数名	負荷量	変数名	負荷量	変数名	負荷量	変数名	負荷量
1	生産工職就業率	0.2055	人口増加率	0.2524	2次産業就業率	0.2855	借家率	0.2902
2	借家率	0.1992	運輸職就業率	0.2198	人口増加率	0.2808	2次産業就業率	0.2891
3	人口増加率	0.1829	2次産業就業率	0.2064	生産工就業率	0.2489	人口増加率	0.2302
4	2次産業就業率	0.1777	事務職就職率	0.1916	運輸職就業率	0.2404	男女性比	0.2211
5	事務職就職率	0.1777	専門職就業率	0.1830	事務職就業率	0.1676	事務職就業率	0.2038
△1	昼夜間就業率	△0.4256	昼夜間就業率	△0.4112	昼夜間就業率	△0.3559	老年人口率	△0.3664
△2	銀行貸出高	△0.4160	銀行貸出高	△0.3951	銀行預金高	△0.3446	昼夜間就業率	△0.2845
△3	銀行預金高	△0.4136	銀行預金高	△0.3947	銀行貸出高	△0.3345	持家率	△0.2706
△4	就業者数	△0.2772	就業者数	△0.2641	老年人口率	△0.2647	銀行預金高	△0.2664
△5	都心通勤率	△0.2560	都心通勤率	△0.2318	就業者数	△0.2140	1次産業就業率	△0.2601

第6表　第2成分に対する市区町村別成分得点の推移

	昭和30年		昭和35年		昭和40年		昭和45年	
	市町村名	成分得点	市区町村名	成分得点	市区町村名	成分得点	市区町村名	成分得点
1	保谷	2.527	福岡	3.375	東久留米	3.290	村山	4.450
2	昭島	2.293	保谷	2.941	戸田	3.210	戸田	3.048
3	国立	2.088	東村山	2.818	東大和	2.834	福岡	2.658
4	金沢	2.083	東久留米	2.417	戸塚	2.584	座間	2.618
5	蕨	2.071	保土谷	2.314	福岡	2.561	稲城	2.570
6	戸田	2.029	小平	2.291	松戸	2.431	大和(神)	2.562
7	磯子	1.972	金沢	2.273	鳩ケ谷	2.403	上尾	2.486
8	保土谷	1.949	鳩ケ谷	2.230	朝霞	2.307	小潮	2.401
9	田無	1.917	日野	2.145	座間	2.274	東久留米	2.329
10	朝霞	1.902	戸田	1.992	大和(埼)	2.248	東大和	2.324

標としては，就業者率，銀行預貸金高など産業活動の場所を示す指標がみられる。この結果第2成分はブルーカラー的色彩の強い新興住宅地域と考えられる。

市区町村別成分得点の推移をみると第6表のとおり，下記3つの地域が挙げられ，地域的には30年以降あまり外延化していない。

①川崎，町田，相模原，保土谷，戸塚など京浜工業地帯へ通勤する地域

②戸田，蕨，鳩ケ谷など城北工業地帯へ通勤する地域

③東久留米，東村山，東大和など低所得ホワイトカラー系の住居地域

第2成分は従来からの典型的なブルーカラー系色彩の濃い住宅地域を示すと同時に30年頃には農業的色彩の強かつた地域に主として借家を求めて移り住むホワイトカラー層の多い住宅地の性格も含まれていると解釈出来る。その結果ホワイトカラー層が1戸建持家を求める30～50km圏の諸地域が第2成分では低成分得点にとどまる結果になつている。

(3) **第3成分**　第3成分の説明力は更に弱く，全体の6～10%を説明するにしかすぎないが，そのウェイトは上昇傾向にある。第3成分と高い相関性を示す指標は第7表のとおり，専門職就業率，管理職就業率，都心通勤依存率，3次産業就業率などホワイトカラー系職業を示す指標が多い。またこれと反対

第7表　第3成分に対する変量の固有ベクトルの推移　(±上位5変数)

	昭和30年		昭和35年		昭和40年		昭和45年	
	変数名	負荷量	変数名	負荷量	変数名	負荷量	変数名	負荷量
1	専門職就業率	0.4660	専門職就業率	0.4216	専門職就業率	0.3770	専門職就業率	0.3021
2	事務職就業率	0.2540	事務職就業率	0.2707	事務職就業率	0.2504	事務職就業率	0.1689
3	3次産業就業率	0.2006	3次産業就業率	0.2475	3次産業就業率	0.2008	老年人口率	0.1446
4	生産年齢人口率	0.1531	人口増加率	0.2019	管理職就業率	0.1840	管理職就業率	0.1418
5	都心通勤率	0.1238	都心通勤率	0.1759	老年人口率	0.1050	3次産業就業率	0.1400
△1	生産工職就業率	△0.4911	生産工職就業率	△0.4696	生産工職就業率	△0.4678	生産工職就業率	△0.4033
△2	2次産業就業率	△0.4351	2次産業就業率	△0.3881	2次産業就業率	△0.3962	2次産業就業率	△0.3595
△3	幼年人口率	△0.2219	人口	△0.2726	男女性比	△0.2835	昼夜間就業率	△0.3338
△4	就業者数	△0.1593	人口密度	△0.2079	昼夜間就業率	△0.2375	銀行貸出高	△0.3060
△5	昼夜間就業率	△0.1248	昼夜間就業率	△0.1893	運輸職就業率	△0.2235	銀行預金高	△0.3043

第8表　第3成分に対する市区町村別成分得点の推移

	昭和30年		昭和35年		昭和40年		昭和45年	
	市町村名	成分得点	市区町村名	成分得点	市区町村名	成分得点	市区町村名	成分得点
1	清瀬	4.667	清瀬	3.413	武蔵野	3.222	逗子	3.112
2	杉並	2.772	国立	2.969	国立	3.195	葉山	3.001
3	武蔵野	2.716	武蔵野	2.969	杉並	3.057	国立	2.980
4	国立	2.712	東久留米	2.873	小金井	3.040	武蔵野	2.962
5	小平	2.559	小金井	2.818	葉山	2.826	杉並	2.708
6	鎌倉	2.380	保谷	2.785	逗子	2.810	小金井	2.685
7	世田谷	2.356	福岡	2.534	渋谷	2.733	佐倉	2.499
8	国分寺	2.202	国分寺	2.407	清瀬	2.635	渋谷	2.492
9	狛江	2.153	狛江	2.384	鎌倉	2.563	鎌倉	2.402
10	小金井	2.141	鎌倉	2.356	佐倉	2.562	国分寺	2.354

の極の指標としては生産工職就業率，2次産業就業率，昼夜間就業者率などがあげられる。従つて第3成分は中央業務地域に勤務するホワイトカラー層の住居地と考えられる。また30，35年では第3成分の反対の極は工場地帯との解釈が可能であるが，40，45年にはその解釈は困難であり，第4成分に工場地帯を示す指標が現われている。

第3成分の成分得点の推移は第8表のとうり，東京のホワイトカラー系住宅地域は次の3地域が典型的である。

①杉並，武蔵野，小金井，国分寺などの中央線沿線に位置する武蔵野台地

②鎌倉，逗子，葉山など横須賀線を交通機関とする湘南海岸地域

③京浜東北線沿線に位置する大宮台地の浦和近辺。

これらの他には都内の文京，目黒，大田各区の一部や市川などは高級住宅地とされているが，前者は都心に近いことや工業的色彩が強いため，また後者は近年のアパート建設の急増のため高級住宅地としての色彩が弱められている。

第3成分に現われた高級住宅地域は E. W. Burgess の同心円理論にみられる如き都心からの空間的距

第9表　第4成分に対する変量の固有ベクトルの推移　　(±上位5変数)

	昭和30年		昭和35年		昭和40年		昭和45年	
	変数名	負荷量	変数名	負荷量	変数名	負荷量	変数名	負荷量
1	人口	0.4139	人口	0.3598	人口	0.3934	人口	0.3296
2	母都市通勤率	0.3836	人口密度	0.3475	人口密度	0.3701	人口密度	0.3078
3	人口密度	0.3728	母都市通勤率	0.2954	老年人口率	0.1825	生産年齢人口率	0.2321
4	管理職就業率	0.1356	1次産業就業率	0.1611	母都市通勤率	0.1819	生産工職就業率	0.2253
5	1次産業就業率	0.1303	管理職就業率	0.1472	就業者数	0.1487	老年人口率	0.1984
△1	運輸職就業率	△0.3125	運輸職就業率	△0.4160	人口増加率	△0.4531	人口増加率	△0.4047
△2	昼夜間就業率	△0.2380	生産工職就業率	△0.3130	銀行貸出高	△0.2901	幼年人口率	△0.3012
△3	3次産業就業率	△0.2340	銀行貸出高	△0.2850	銀行預金高	△0.2283	都心通勤率	△0.2579
△4	銀行貸出高	△0.2298	昼夜間就業率	△0.2637	昼夜間就業率	△0.2276	銀行貸出高	△0.2520
△5	借家率	△0.2290	銀行預金高	△0.2106	都心通勤率	△0.2248	専門職就業率	△0.2381

第10表　第4成分に対する市区町村別成分得点の推移

	昭和30年		昭和35年		昭和40年		昭和45年	
	市町村名	成分得点	市区町村名	成分得点	市区町村名	成分得点	市区町村名	成分得点
1	台東	3.540	杉並	3.534	大田	3.525	荒川	3.681
2	大田	3.387	世田谷	3.427	台東	3.454	墨田	3.432
3	墨田	3.070	中野	2.898	墨田	3.391	大田	3.344
4	品川	2.760	新宿	2.850	荒川	3.301	川崎	3.225
5	世田谷	2.644	渋谷	2.636	品川	3.235	品川	3.148
6	杉並	2.523	台東	2.582	北	2.696	台東	2.913
7	荒川	2.523	豊島	2.559	豊島	2.599	板橋	2.716
8	新宿	2.383	目黒	2.558	新宿	2.400	葛飾	2.639
9	文京	2.308	文京	2.529	葛飾	2.398	北	2.626
10	豊島	2.292	大田	2.526	文京	2.296	江東	2.614

離ではなく，交通機関と高燥台地といった社会的，自然的条件が最大の形成要因と考えられる。第3成分の成分得点の比較的高い町村が飛地的に散見されるが，これら1～2の特殊要因による計算上の結果である[9]。

(4)　**第4成分**　第4成分は第3成分同様，全体の6～8％の説明力であり，解釈はかなり難かしい，第4成分と高い相関性を示す指標は第9表であり，30年代と40年代では成分の意味が異なる。4時点を通じて高い相関性を示す指標としては人口，人口密度などであり，都心周辺の既成市街地であることは共通点である。30年代にその他の指標で正の相関を示すものは，母都市通勤依存率，管理職就業率などであり，都心周辺の中間地，漸移帯の性格を有する地域と解釈出来る。40年代には就業者数，生産工職就業率などが高い相関を示し，工業地帯的な色彩が強くなり，45年にはこの傾向が一層顕著である。

市区町村別成分得点の推移は第10表のとおり，30年代には商，工，住混合の地域が高い値を示していたが，40年代には工場地帯が高い値を示している。これは，わが国の経済が30年代の高度成長過程で都市機能の分化と工業生産活動の拡大により，都市周辺地域の機能分化が進展した結果と考えられる。

以上主成分分析の結果，東京都市圏は，①都心，②新興住宅地域，③高級住宅地域，④工業地域，⑤農業地域（第1成分の裏面）の5つの地域に区分が出来る。

クラスター分析

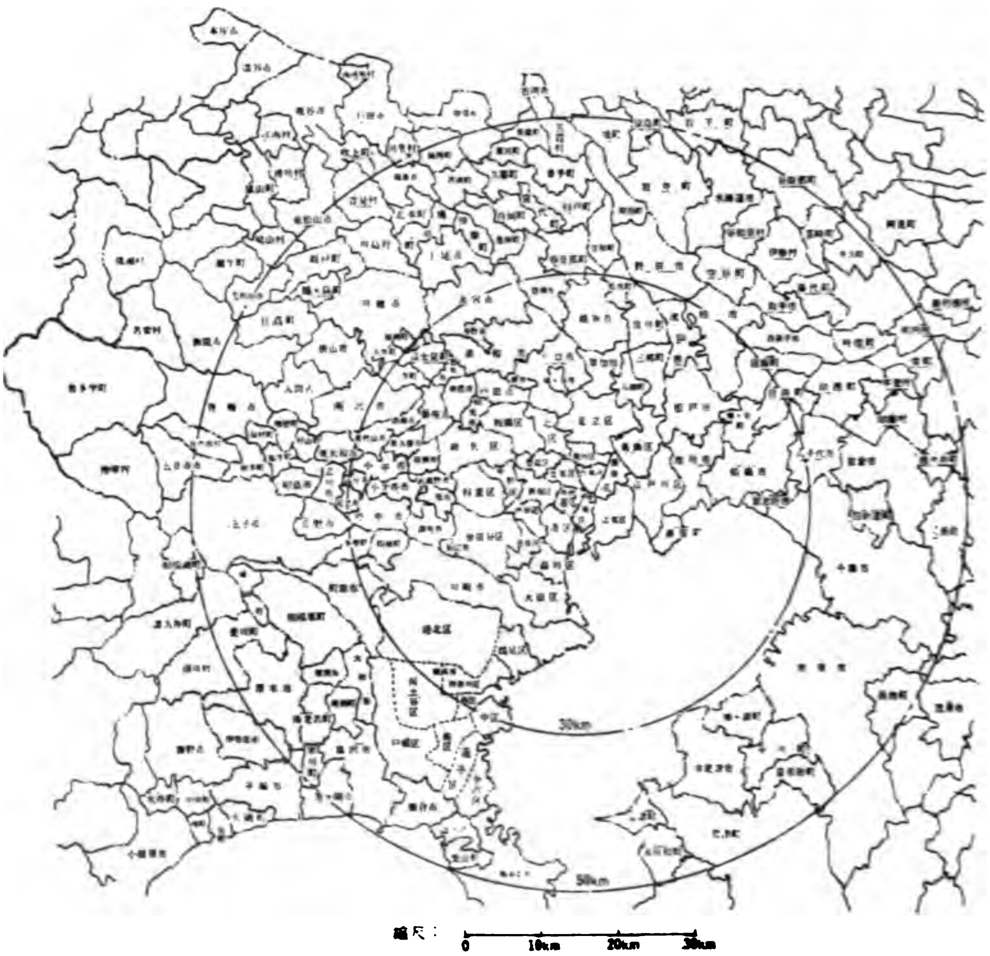
クラスター分析の結果は市区町村相互間の距離に基づく樹形図として表現される[10]。クラスター分析により得られた結果は主成分分析の区分とほぼ同一であつたが，クラスター分析によりはつきり導出された点は下記３点である。

①千葉，平塚，八王子，青梅などは30年代には１つのクラスターを形成していたが，40年代には住宅地化の進展しているクラスターと区別が困難になつて来ていること。

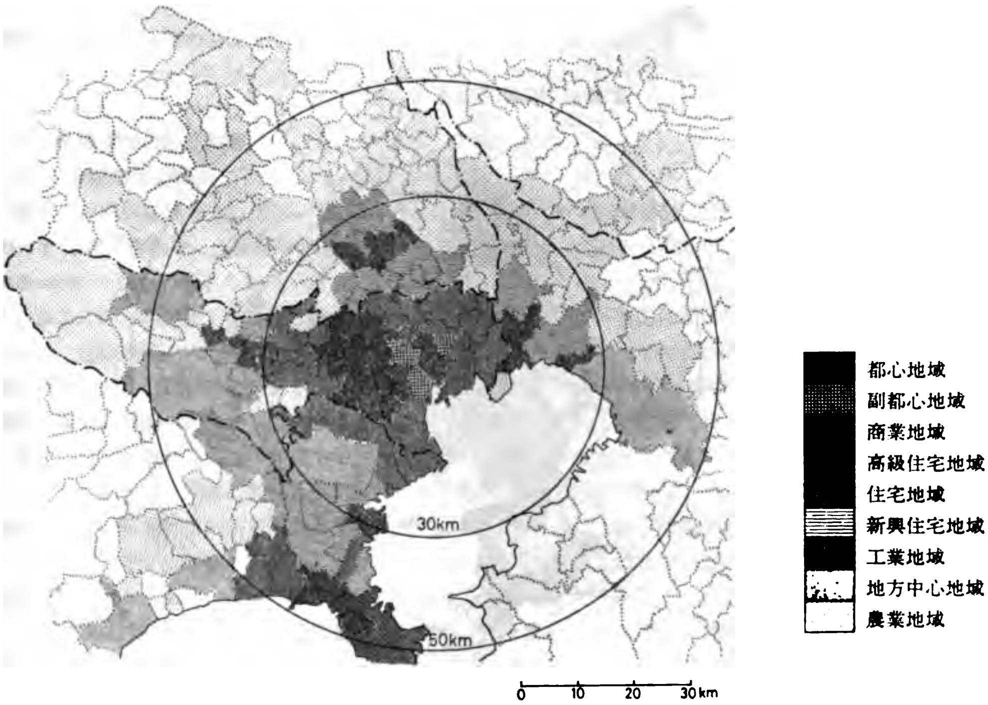
②農村地域の住宅地化の推移が顕著に読みとれること。地域別には東武伊勢崎線，常盤線など従来都市化の進展が遅れていた地域の変化が著しい。

③町田，立川，大宮，柏など都心から半径30km 前後に位置する諸都市が高次元では住宅地域としてのクラスターにはあるものの，低次元で１つのクラスターを形成しており，後述する近郊中心都市として共通の性格を有していると考えられる。

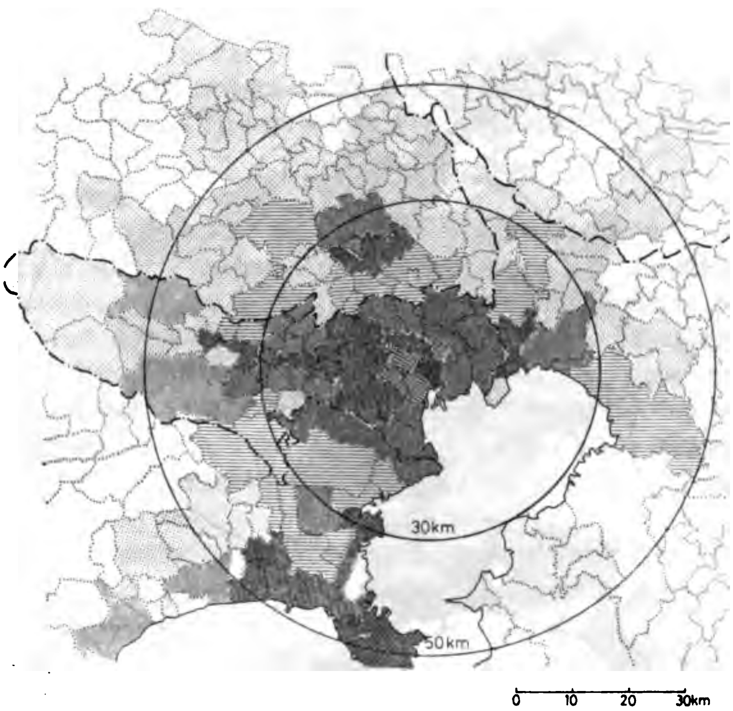
以上分析して来た主成分分析とクラスター分析とを組み合わせて 30～45年の東京都市圏の地域構造を図



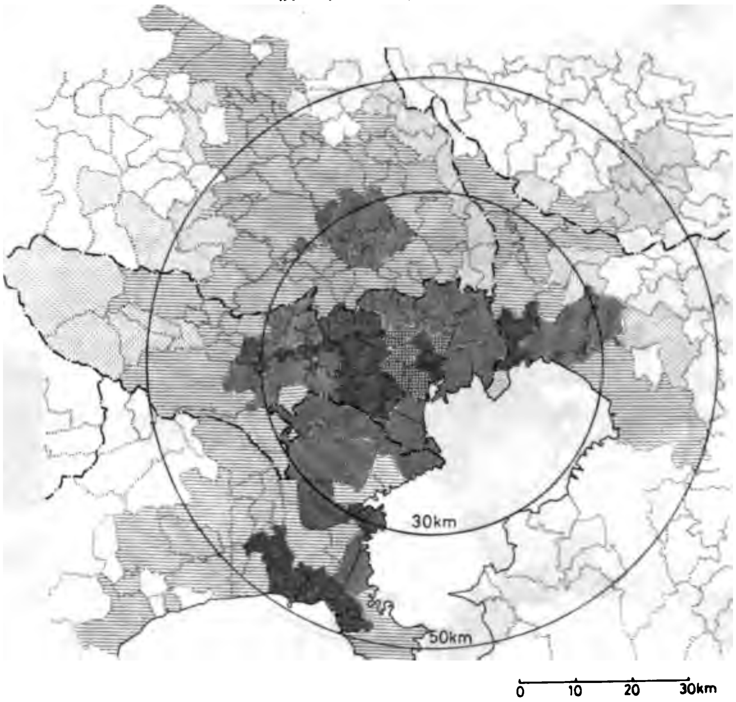
第１図　研究対象地域図



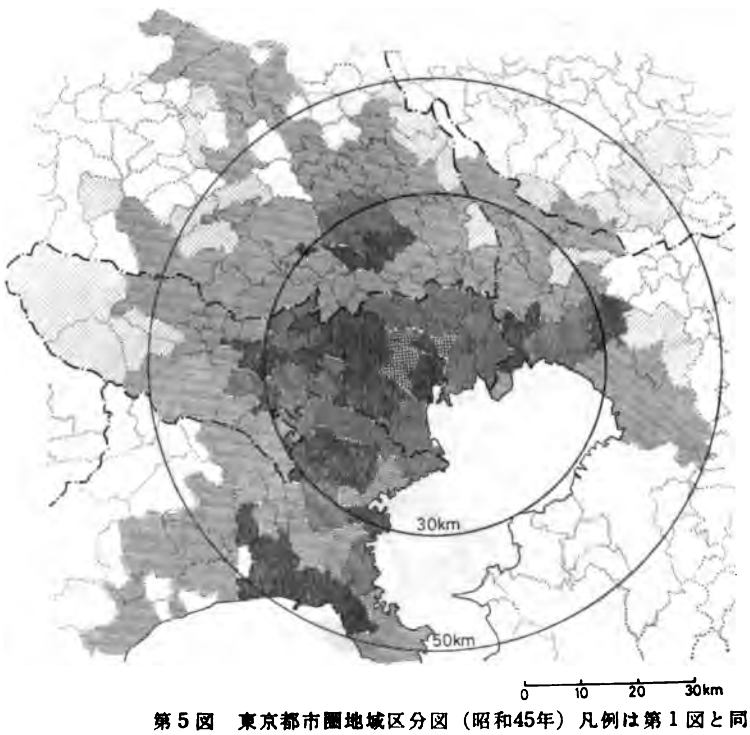
第２図　東京都市圏地域区分図（昭和30年）



第３図　東京都市圏地域区分図（昭和35年）凡例は第１図と同じ



第４図　東京都市圏地域区分図（昭和40年）凡例は第１図と同じ



第５図　東京都市圏地域区分図（昭和45年）凡例は第１図と同じ

示すると第1～4図のとおりである。

II. 東京都市圏の地域構造

1. 地域構造の形成要因

(1) 地域構造の理論

都市の地域構造理論としては，①社会学の分野から BURGESS の同心円理論[11]，②経済学の分野から HOVT の扇形理論[12]，③地理学から HARRIS と ULMAN の多核心理論[13]が発表されており，とり分け BURGESS の同心円理論の評価が高い。

しかしこれら諸理論を東京都市圏に適用することは難かしい，第1に都市圏の規模が比較にならない点である。上記3理論のモデルとなつた諸都市の最大都市であるシカゴですら1920～30年頃の人口は270～338万人程度であり，現在の東京都市圏人口（45年，約2,195万人）の6～8分の1にしかすぎず，更に扇形理論や多核心理論の対象となつた中小都市と東京都市圏とは単なる規模の相以性では説明がつかない。

第2に社会的条件の相違が存在する。わが国は人種問題が殆んど存在せず，その歪曲条件がない。またアメリカの都市は自動車の発展，なかんずく自家用車の発展により都市圏が形成された。しかしわが国の大都市圏では，戦前は市内路面電車と郊外鉄道，戦後は郊外鉄道と地下鉄の発展によつて鉄道網に沿つたひとで状の都市圏形成が認められる。また中央集権体制下で形成されたわが国の交通体系の副産物として，副都心が発展しており，これは欧米大都市に認められない現象である。

大都市圏には上記3理論とは別に都心，副都心，副々都心，近郊都市，遠郊都市といつた各種の中心地域が存在しており，大都市圏の地域構造とは圏構造と階層の異なる中心地より構成された複合体と解釈出来る。

本稿での主成分分析やクラスター分析で副都心的性格は明確に現われたものの，それ以上の階層性を摘出出来なかつたのは対象が統計の都合上市区町村単位であったためである。

大都市圏内部の階層性に関しては CASAL の研究[14]を始め，木内信蔵[15]，田辺健一[16]，北川建次[17]の研究があり，近年服部銈二郎[18]が東京都市圏を対象に詳細な研究を発表している。また東京都庁[19]は東京都市圏を CHRISTALLER の理論にあてはめ都市圏構造を究明し，国土計画協会[20]は商業販売圏により分析している。

(2) 地域構造の形成要因

都市の地域構造は都市規模が拡大すると共に COLBY[27]のいう求心力と離心力が作用し，都市機能の地域的分化が生じて変化する。殆んどの都市機能は中心との接近性を有しており，わが国を含め資本主義国家では官公庁や公共施設を除く私企業の土地利用は主として地代の支払い能力に規制される。従つてもし他の諸条件が等しければ，都心を中心として単位面積当り収益の高い都市機能の順に同心円状の立地が形成される。この意味において BURGESS の同心円理論は是認し，評価し得る。しかしそれは砂漠や森林の中央に人為的に都市を建設するが如き理論上成立するものであり，現実の大都市では合致しない。

大都市の地域構造を形成する条件としては，その都市圏の有する①社会的条件（鉄道施設），②自然的条件（地形）③歴史的条件（官公庁施設等）などが主体をなし，その補完的役割もしくは全体を規制する意味で同心円理論が作用している。

これら諸条件が現実の地域構造の形成に及ぼした影響力を計量的に測定することは不可能に近い。しかしわが国の大都市圏において都市構造を形成し，また変化を与えた最大の要因が鉄道であつたことは明白であり，そして鉄道こそが同心円構造を崩した最大の要因であつた言える。

横須賀線，高崎線の開通が鎌倉，逗子，浦和など高燥台地に飛地的な高級住宅地を形成し，東西線の開通はそれ迄衰退傾向にあつた日本橋地区の小売商業機能を回復させると同時に，東京東効浦安，市川市行徳，船橋などの都市化の推進力となつた。

自然的条件（地形）は住宅地形成に顕著であり，東西線の開通で都心との時間的距離が著しく短縮された浦安では自然的条件の悪さ故に１戸建ち住居の卓越するホワイトカラー層の住宅地域とはなり得なかった。

歴史的条件（官公庁施設）は都市，商業地の形成に大きい影響を及ぼした。都心や商業地域は集積のメリットが端的に現われる機能であり，ひとたび都心や商業地が形成されるとその立地点は容易に移動し得ない。明治以降官庁街は霞ケ関に形成され[23]，丸の内の国有地払下げと東京駅の設置などにより，業務機能は関東大震災を契機に日本橋から丸の内へ移った[24]。しかし江戸時代に形成された日本橋の商業機能は依然として強く，現在も業務，商業の１つの中心地としての位置を保っている。

2. 地域構造と変化

(1) 都心地域

都心の定義や範囲については奥井復太郎，木内信蔵を始めとして数多くの研究があるが，結局都市圏の中核をなす地域であり，管理機能と消費機能の複合地域と考えられる。都心を構成する代表的な機能としては中央官庁，新聞社，金融機関本店，民間企業本社，百貨店などである。

中央官庁は第11表のとおり，地下鉄霞カ関駅を中心とする半径500m 以内の永田町，霞カ関に集中立地し，一部が大手町，港，新宿区に分散立地しているしかすぎず，この傾向は30年以降殆んど変つていない。

第11表　行政機関内部部局の集積

地　　点	職員数(人)	構成比(%)
千代田区永田町	692	1.8
〃　霞ケ関	28,919	75.6
〃　千代田	889	2.3
〃　九段南	418	1.1
〃　大手町	2,457	6.4
港　区	1,302	3.4
新宿区	2,965	7.8
中野区	595	1.6
計	38,237	100.0

資料　栗山和郎(1974)：官庁の地域的分布に関する調査。
注　原資料は行政管理庁(1972)：行政機構図。

新聞大手５社の本社は30年代には銀座，大手町に分散立地していたが，現在では日経，読売，サンケイが大手町，朝日が銀座，毎日は竹橋に立地している。

金融機関本店では，日銀を除く政府系金融機関は殆んど大手町に立地し，都市銀行の本店，東京営業部は大手町，丸の内，日比谷に分散立地している。この他信託銀行，損保，生保の本店も同様の傾向を示す。30年以降都市銀行の本店移動は三井銀行の日本橋から日比谷への移転のみである。

民間企業本社の集中状況は銀行貸出しに端的に裏付けられる。第12表のとうり，大手町，丸の内地区の集中が著しく，かつ預貸率より大手町，丸の内，日比谷，京橋地区に民間企業本社および東京支社等が集中し，虎の門地区に特殊法人の立地比率が高いことが判る。

百貨店は日本橋，銀座の２地区に立地し，前者が問屋と百貨店，後者は各種専門店と相互補完の関係にあり[25]，映画，演劇場と共にアミューズメント・センターを形成している。またターミナルデパートとしては東京，有楽町駅に立地が認められる。

(2) 副都心地域

第12表　地区別貸出金及び預貸率（全国銀行）

	貸出金(48年)		預貸率(%)		
	残高構成比(%)	40～48年伸び率	40年	45年	48年
大手町・丸の内	57.7	343.3	2.1	2.1	1.7
日比谷	7.4	292.1	1.6	1.9	1.3
日本橋	23.5	314.5	0.9	1.1	0.9
京橋	2.4	398.0	0.9	1.1	1.2
銀座	4.3	347.4	1.0	1.0	1.0
新橋	3.0	392.1	0.9	1.0	0.9
虎の門	1.7	522.5	0.6	0.7	0.8

注　残高構成比は合計で100となる。
資料　全国銀行協会資料より作成。

副都心は戦後経済の高度成長過程において，個人消費水準の向上と住民の効外移住の結果，国鉄の乗換え地点に業務，商業，娯楽機能が集中して生じた現象である。

30年代には大木圭野[26]，今朝洞重美[27]，松沢光雄[28]などの個別研究があるが，それらは「副都心＝繁華街」としてとらえている。しかし40年頃より都心の持つ業務的性格が無視出来なくなつている。

業務的性格についてみると，事務所延床面積では，新宿，渋谷の伸びが高く[29]，昼夜間就業者比率では新宿，台東（上野）が30年以降，渋谷が35年以降，豊島（池袋）が45年にそれぞれ1.0を上回わり，業務的性格を濃くしている。

この他，銀行預金の伸びは新宿，渋谷で高く，上野は低く，預貸率はいずれも年々上昇傾向にはあるものの1.0を上回わるには至つていない（第13表）。また小売販売強度[30]が45年時点で1.0を上回つているのは都心3区と副都心4区のみである。

第13表　副都心の銀行活動（全国銀行）

	預金伸び率(%)		48年3月末		
	40～45年	45～48年	店舗数	預貸率	残高構成比
新宿	127.5	104.2	49	0.87	29.0
上野	81.1	69.1	55	0.86	27.5
渋谷	134.4	104.1	22	0.78	27.5
池袋	120.9	100.7	34	0.94	16.0

注1　残高構成比は合計で100となる。
注2　上野は浅草を含む。
資料　全国銀行協会資料より作成

このように副都心は業務性と繁華街性の2つの側面を有しているが，まだ後者のウェイトが高い。

(3)　工業地域

工場立地に関してはウェーバーの研究[32]があるが，東京の工場もこの法則に従い，明治以降それぞれの時期における市街地周辺に立地する循環運動を示して来た。

30年以降人口増加の結果，市街地に立地する工場の周囲は住居その他でとり囲まれ，公害や地価の関係上工場拡張が不可能となるケースが多くなつた。この結果40年頃を境として工場の郊外移転が顕著となり，その跡地には面開発に基づく高層集団住宅の建設が著しい。

30年代の内陸型工場の分散は35年頃までは都心から 20～30km 前後の地域への移動が中心であつたが，35年以降40年代にはその範囲は50km 圏にまで外延化し，かつ都心への輸送上，主要国道沿線に多く立地している[82]。

(4)　住宅地域

住宅立地の条件としては自然的条件，施設的条件（交通施設，生活施設），人間的条件があげられ[83]，これらを充足する住宅地とは都心との鉄道の便の良い高燥台地である。しかし現実には職業，地価などの制約上，上記条件に対するウェイトのおき方が異なり，これが住宅地域の地域分化の要因となつている。

第1にホワイトカラー層は自然的条件，人間的条件を重視する傾向が強く，同時に土地，家屋の財産性をも考慮するため，上層の階級は既成住宅地域，下層の階級は都心への通勤限界地域に1戸建て住宅を求める傾向が強い。この結果その時期における平均的給与所得者の購入能力に応じた通勤限界地で1戸建て住宅を中心とする住宅地化が著しく進む。

第2にブルーカラー層はその職業上，住居は工場とあまり離れた地域には立地し得ない。従つて交通条件が重要視され，主成分分析でも明らかなとうり工場地域とその周辺に立地する傾向が強い。

第3にサービス業，自由業の従事者は施設的条件を最も重要視し，都心周辺および山の手線沿線の高級マンション，木造アパート等に居住する傾向が強い。

(5)　近郊中心都市

大都市圏における地域構造の研究では，都心を中心とする同心円状の構造分析と同時に，商業の点より都心を頂点とした地域秩序が北川建次[84]，服部銈二郎[85]らによつて主張されて来た。

しかしその対象地域は東京区部であり，それ以外の郊外は近郊都市・遠郊都市として取扱れているに過ぎない。これは従来都心から50km 程度離れた八王子，小田原などは都心との通勤関係が小さく，比較的都心の影響を受けない独立性を有する都市であつたが故であり，今回のクラスター分析でも30年代には1つのグループを形成している。

住宅地の外延化，所得水準の向上と共に40年代以降，都心から30km 前後の特定の地域に小売・娯楽の中心地の形成が顕著にみられた。具体例として横浜，町田，立川，大宮，柏，千葉[84]であり，これら諸都市の共通点としては，①従来の商業の中心地であつたこと。②鉄道の結節地点，③広い可住地の存在，④30年代の通勤限界地，⑤都心との距離的へだたり等があげられる。

商業中心地としての発展は中央資本のデパートの進出と都市銀行支店の開店によつて裏付けられ，中央資本のデパートはこれら諸都市以外の近郊都市にはあまり立地は認められず，かつ都市銀行はその殆んどが支店設置もしくは設置を申請中である。

近郊中心都市は副都心の如き就業地の性格はまだ薄く，都心通勤者世帯の消費センターとしての性格が強い都市であり，副々都心の変形とも考えられる。

上述6都市以外にも類似の都市は指摘し得るが，これら6都市ほどの卓越性は認められない。立川，大宮は吉祥寺，浦和の存在でややその性格は弱い。

主成分分析では近郊都市としての区分は不可能であるため，本論ではあえて区分は行なわず，このような都市の存在を指摘するにとどめる。

(6)　農業地域

それぞれの時期における住宅地域外周部に存在する地域であり，都心への通勤鉄道の便が悪い地域が都市化されずに農業地域としてとり残される結果となつている。

都心より放射状に延びる鉄道と鉄道の中間地域が農村的色彩の濃い地域として残り，30年時点では都心との距離僅か10km の浦安，40年になつても常盤線と京浜東北線の中間にある八潮，三郷，吉川町は都心から30km 圏内に位置しつつ農業地域としての性格が強かつた。

注

1) 山口岳志(1970)：因子分析による都市の研究，地理評，43-10.
2) 安田三郎(1959)：都鄙連続体の考察，都市問題，50-2，9.
3) 石水照雄，奥野隆史編(1973)：応用地理学，p 1-10.
河辺宏(1971)：地理学における計量について，東大人文科学紀要，52.
4) 地域区分に計量的手法を用いた研究事例としては下記のものが代表的である.
服部銈二郎ほか(1960)：東京周辺における地域構造，地理評，33-10.
運輸経済研究センター(1972)：交通圏の設定に関する研究.
経済企画庁(1974)：東京大都市圏の圏域構造.
5) 山鹿誠次(1963)：都市調査法，p 148-157.
6) 科学技術庁資源調査会(1965)：大都市の「都市地域」に関する調査報告，によれば各種の指標を検討の結果，大都市周辺に立地し，①母都市への通勤，通学率≧3.0%，②人口増加年率≧1.0%を同時に満足する市町村を大都市圏としている.
7) 東急不動産株式会社(1973)：等時間帯図，等地価図に基づく.
8) 第2位区の成分得点を100とした場合の港区の比率は30年66.7，35年70.1，40年73.9，45年 78.9であり，40年までは5年間で約3ポイント程度しか上昇していなかつたものが，40-45年には5ポイントの上昇を示し都心機能の集積が急速に高まつて来ていることが判る.
9) 一例として清瀬町が30-35年頃には結核療養所関係の従業者の比率が高く，これが専門，技術職就業者の比率を高めその結果高級住宅地的性格が強く現われた.
10) 本稿では対象市区町村数が162あり，樹形図は縮小が困難であつたため省略した。
11) R. E. PARK, E. W. BURGESS (1925) : The City, p. 47-62.
12) Hoyt HOMER (1942) : The Structure of American Cities in the post War Era, *Amer. Jour. Sociol.* 48, p. 475-492.
13) Chauncy D HARRIS and Edwara L ULLMAN (1945) : The Nature of Cities. *Ann Amer. Academy polit. Socio. Sci.* nov. 1945.
14) H. CAROL (1960) : Hierarchy of Central Functions within the city. *A. A. A. G.* p. 419-438.
15) 木内信蔵(1958)：都市地理学研究，p. 280-390.
16) 田辺健一(1959)：大都市の構造，集落地理学講座，2，p. 228-257.
17) 北川建次(1962)：都市内部における中心地の分化と発展，地理評，13-12.
18) 服部銈二郎(1969)：中心地の配置からみた地域秩序，地理評，42-2.
服部銈二郎(1973)：都市化の地理，p 135-207.
19) 東京都首都整備局(1973)：商業の適正配置に関する調査報告書.
20) 国土計画協会(1971)：大都市圏周辺地域における広域行政圏域に関する研究.
21) Charles C. COLBY (1959) : Reading in Urban Geography p. 287-298.
22) 福原正弘(1971)：経済成長下の千葉県浦安町の都市化，地理評，44-11.
23) 石塚裕道(1969)：都市構造と都市計画 p. 26-28.
24) 木内信蔵(1938)：都市発展における転移現象と景観地域の分化，地理評，13-12.
25) 杉村暢二(1968)：中心商店街の業種構成と配置，地学雑誌，77-3.
26) 大木圭野(1965)：副都心・池袋の形成について(要旨)，地理評，38-6.
27) 今朝洞重美(1958)：東京における繁華街地区の地理学的考察，地理評，31-12.
28) 松沢光雄(1965)：新宿繁華街の構造(短報)，地理評，38-4.
松沢光雄(1965)：池袋繁華街の構造(短報)，地理評，38-11.
松沢光雄(1965)：渋谷繁華街の構造(短報)，地理評，39-9.
29) 日本開発銀行調査部(1972)：東京都における都市構造の変化と事務所需給.
30) 販売力強度＝(小売販売額の東京都に占める比率)÷(人口の東京都に占める比率).
31) A. WEBER. 日本産業構造研究所訳(1965)：工業立地論.
32) 日本工業立地センター(1970)：昭和30年代の工業立地動向.
33) 絹谷裕規(1965)：生活，住宅，地域計画，p. 221.
34) 注17) に同一.
35) 服部銈二郎(1969)：中心地の配置からみた地域秩序，地理評，42-2.
36) 横浜，千葉は県庁所在都市であり，やや性格を異にする.

(1977年1月19日受理)

無人岩再訪

白木敬一* 黒田 直**

The boninite revisited

Keiichi SHIRAKI and Naoshi KURODA

Abstract

Boninite occurring in Chichi-jima, Bonin Islands, is a rare rock, no exact equivalent known anywhere, and is a vesicular, feldspar-free glassy andesite according to SiO_2 content (56–59%), consisting of phenocrysts of olivine (Fo_{90-85}) and bronzite (En_{89-80}), microphenocrysts and microlites of augite, and hydrous glass, with small quantities of Cr-rich spinel (Cr_2O_3 64–54%). Chemically it is characterized by high contents of MgO (12–6%) Cr (900–200 ppm), and Ni (300–100 ppm) similar to primitive basalts, apparently in ill accord with its intermediate SiO_2 content. The boninite was first described in some detail by KIKUCHI (1890) and named by PETERSEN (1891) after Bonin Islands coming from the Japanese "Bu-nin-sima" for no-man's islands. Surprisingly enough, this peculiar rock has since been touched upon only cursorily. We suggest that the boninite was formed by separation at shallow depths from hydrous mantle and rapid quenching from relatively high temperatures.

The Bonin, or Ogasawara Islands, situated some 1000 km SSE of Tokyo, form the outer arc of the Idu-Marianas arc, and are composed of dominant volcanic rocks containing pillow lavas and subordinate sedimentary rocks with fossiliferous limestones, the age of which is Oligocene to early Miocene in Chichi-jima, the largest island, and Eocene in Haha-jima, the second largest one, lying 50 km south of Chichi-jima. The boninite, with subordinate bronzite-andesite, makes up the bulk of the pillow lavas in Chichi-jima, while in Haha-jima it has never been found. Volcanic breccias are composed mainly of hypersthene-andesite and -dacite,

The magma of the boninite composition could exist in equilibrium with mantle peridotite at 10–5 kb, 1100–1050°C under water-saturated conditions, based on the experimental results of GREEN (1976) and NICHOLLS (1974). During its rise to the surface, olivine (and chromite) crystallized first from it, joined immediately later by bronzite, and augite was the last phase to crystallize. Before plagioclase is precipitated, the magma was erupted rapidly on sea floor to form the plagioclase-free glassy boninite pillow lavas. Available experimental data suggest that the boninite was quenched rapidly from a temperature of more than 900°C. The bronzite-andesite may represent a slowly cooled, relatively unfractionated part of the boninite magma. Low pressure

* 名古屋大学理学部地球科学教室
** 静岡大学理学部地球科学教室

fractionation involving removal of olivine, bronzite, augite, plagioclase, and magnetite could give rise to the hypersthene-andesite and -dacite from a parental boninite.

The boninite bears some resemblance to the clinoenstatite-bearing volcanic rocks from Cape Vogel,Papua, which have crystallized first protoenstatite but not olivine, generated at higher temperatures than the boninite. The boninite may well be closely connected in genesis with magnesian andesites found in some orogenic calc-alkalic suites, suggesting a major role of water rising from the subduction zone.

I. はじめに

無人島：“伊豆から辰巳へ向けて五百海里だ。――島々の高みへあがると，そこには一斉射撃の弾道のような椰子の木の林が，大理石のように輝く空へ向けてどこまでも伸びきつておる。そしてその密林の中へはいると，ぴつしりとからまりついているつたかずらや下草のあいだへ，低地から匐いのぼつてきたあのもやがじつと動かないで，そこには真昼でも乳色の闇が立ちこめておる。するとその乳色の闇の底に銀や錫や硫黄や硅石の鉱脈が，至るところに肌を地表にあらわして，にぶく光つてみえておるのだ。” 木下順二作戯曲「東の国にて」(未来社，1962)より。

小笠原諸島は1593年小笠原貞頼により発見されたと伝えられるが，確証はなく，日本における確実な最古の記録は1670年に始まるとされ，江戸時代を通じて無人島として知られていた。新しく発見された土地の常として，その産物には特別の関心が寄せられ，1675年の幕府調査隊の報告に“青くすき通候岩も御座候”(林韑ほか編「通航一覧」所収）とあり，メノウのことと思われる。また，江戸中期の随筆集神沢貞幹 (1710～1795)「翁草」には，金砂・金石，金青・辰砂・水銀を産し，1626年には金砂を取来り献上したとある。しかしここにいう金砂とは，鶯砂と呼ばれる古銅輝石の集積した海岸砂のことであるらしい（吉原，1901b)。メノウと古銅輝石は珪酸とマグネシウムに富む無人岩を最も良く特徴づける鉱物である。

欧米諸国間では1639年オランダのQUAST と TASMAN が初めて望見して以来ほとんど忘れられていた (KUBLN, 1953) が，1827年イギリス海軍測量艦 Blossom 号艦長 BEECHEY が来て，この島をジョージ四世に捧げた。1853年に来航した RERRY の航海記 (HAWKS, 1856)は初めて地質を記載した。即ち，トラップから成り，柱状・杏仁状の玄武岩が見られ，角閃石（輝石の誤認）と玉髄が目立ち，硫黄泉・黄鉄鉱があると記している。1861年幕府は日本領たるを宜すべく，外国奉行水野忠徳ほかを派遣した。報告書に彼は次のように書いている“父島東浦の海岸落ち崩れの場所，銀色に類し候鉱石多く，銅，錫などこれあるべしと相察せられ，そのほか鉱石脈相顕われ居り候場所も多くこれあり候間，その筋巧者のもの取調べさせ候わば金銀類もこれあるべく”(水野筑後守・服部帰一「小笠原島々巡見，御開拓取調べ候趣，申上げ候書付」勝海舟「海軍歴史」所収)。小笠原諸島は当時の日本のフロンティアとして過分の期待を抱かれていたようである。

かかる事情から，重要な岩石学的研究が19世紀末に現れた。鈴木 (1885) は父島の火山岩に輝石安山岩・輝石安山岩玻璃・石英輝石安山岩・玄武岩を認め，それらが互に漸移すること，ガラス質のものが多いことなどを述べた。KIKUCHI (1890)は父島産輝石の産状・形態に関する極めて示唆に富む研究を発表した。中でも特に，宮の浦産のガラス質岩（第1表，1）が SiO_2 に対する MgO 含量の著しく高いこと，及びピコタイトを包有する En_{89} に達する斜方輝石の存在が，我々の研究の端緒となった。PETERSEN (1891 a) は，扇浦周辺で植物学者 WARBURG の採取した資料に，斜長石を全く欠きカンラン石・輝石の斑晶とガラスのみから成る岩石を見つけ，古銅輝石リンブルク岩（第1表，3）としたが，リンブルク岩は普通，SiO_2 に乏しくアルカリに富むガラス質岩を意味し斜方輝石を持たないので，通常のリンブルク岩から区別し無人岩 (boninite) と名づけた。これはさらに KIKUCHI の記載と比較検討して追認された

第1表 父島産火山岩の分析値

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	54.44	53.18	53.92	59.65	62.22	62.36	68.68	72.26	73.43
TiO_2				0.29	0.24	0.21	0.20	0.18	0.19
Al_2O_3	12.90	16.18	17.98	13.24	13.81	13.71	12.07	12.20	9.87
Fe_2O_3	7.08	10.30		1.96	1.73	2.47	4.04	2.66	3.88
FeO			4.88	5.66	6.54	5.05	1.54	1.04	1.58
MnO				0.12	0.20	0.02	0.01	0.01	0.01
MgO	12.75	6.72	4.57	5.92	2.07	1.86	1.09	0.58	0.68
CaO	5.12	10.12	7.59	6.70	6.51	5.91	5.08	4.78	3.13
Na_2O	2.06	1.85	3.92	2.51	2.70	2.38	2.07	1.94	2.80
K_2O	0.35	0.35	1.14	1.04	0.65	0.65	1.06	0.44	1.04
P_2O_5				0.06	tr	0.03	0.09	0.06	0.09
H_2O+	5.54	1.65	4.64	2.00	3.22	4.14	1.60	1.15	1.24
H_2O-				1.10	0.22	0.46	2.08	1.90	1.36
Total	100.24	100.35	98.64	100.25	100.11	99.25	99.61	99.20	99.30

1. 父島宮之浦産岩石のガラス質部 (KIKUCHI, 1890) 2. 弟島黒瀬産暗色スフェロイダルガラス (KIKUCHI, 1890) 3. 父島扇浦産古銅輝石リンブルク岩 (無人岩) (PETERSEN, 1891a) 4. 普通輝石—紫蘇輝石安山岩, near the Church of England in the town of Bonin (HOBBS & HUNT, 1926) 5. 父島奥村産無斑晶安山岩 (TSUYA, 1937) 6. 父島境浦産複輝石安山岩 (無人岩) (井川・岩崎, 1938) 7. 父島奥村産無斑晶安山岩 (井川・岩崎, 1938) 8. 父島境浦産複輝石石英安山岩 (井川・岩崎, 1938) 9. 父島大村産複輝石安山岩 (井川・岩崎, 1938)

(PETERSEN, 1891b)。TRÖGER (1935) による無人岩のモードは次の通りである：古銅輝石斑晶, 34%, カンラン石と普通輝石斑晶5%, リン灰石と不透明鉱物1%, ガラス, 60%。

JOHANNSEN (1937) は無人岩を次の様に定義した "Boninite is a glass-rich, nearly feldspar-free olivine-bronzite-andesite (according to chemical composition), which carries phenocrysts of olivine, bronzite, and augite. It is similar to sanukite but carries olivine". 無人岩は紫蘇輝石を持つともされるが (例えば「地学辞典」古今書院, 1935,「無人岩」の項), ここでは PETERSEN・JOHANNSEN の定義に従つて使用する。

20世紀に入り「大日本帝国」の版図が拡大するにつれ, この南海の微々たる孤島への関心はやや薄れたようである。それでも地質学的には, 吉原 (1901a, 1902)・半沢(1925) らの有孔虫化石の研究により時代が確定し, 佐藤 (1905, 1906)・石井 (1906a, b) の論争を経て, 地学協会の小笠原学術旅行 (小川・内田, 1912) なども行なわれ, その構造上の位置が明確になつた (AKAGI, 1930)。しかしこの間, 無人岩に言及されることは少なかつた。HOBBS & HUNT(1926)・井川・岩崎(1938) は父島の安山岩～石英安山岩を分析し, 特に TSUYA(1937) は詳細な記載を行なつたが, 無人岩にはふれなかつた。ただ, 神津・河野 (1931) が鶩砂の古銅輝石に関する論文中で, "無人岩に斜長石を欠くは固結時の特殊条件により斜方輝石を見るのみにて他の成分は皆玻璃として存する" また, "無人岩を構成する緻密玻璃は浮石質構造を呈するに至らざる圧力の下に形成された。" と述べているのが注目される。なお, この古銅輝石についてはいくつかの鉱物学的研究がある。

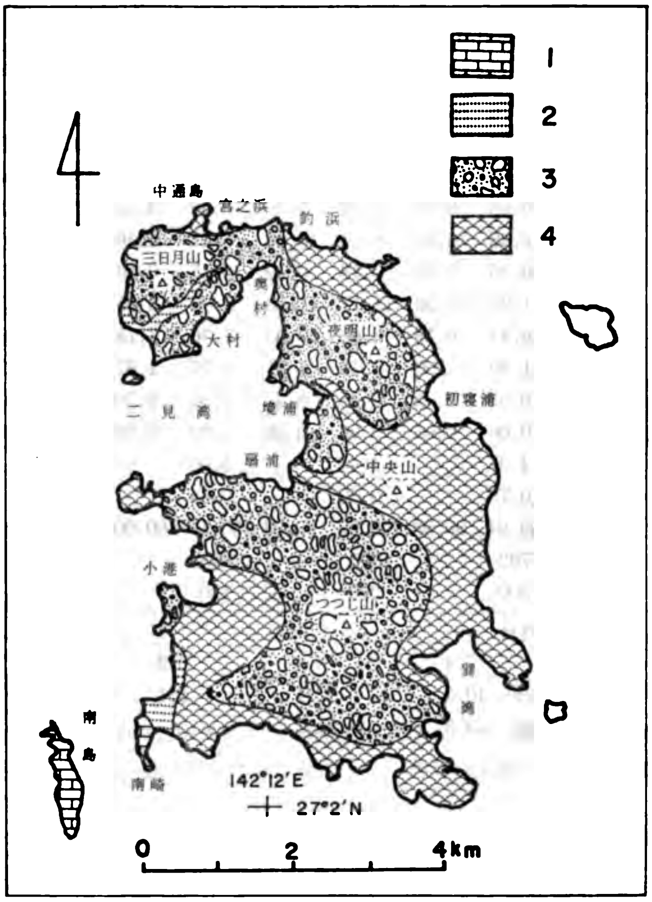
1930年代末から約30年間は日・米両軍部により研究者の入島が禁止されていた。1968年の「返還」以後, 地形・層位・古生物関係にはかなり多くの報告 (貝塚・堀, 1968：青木, 中山, 1970；岩崎・青島,

1970；浅見，1970；安間ほか，1974；IWASAKI, 1975；松丸，1976）があり，沸石などの鉱物については西戸・大塚（1975），SUZUKI *et al.*,（1976）の研究があるが，岩石関係の研究は少なく，わずかに著者の一人 KURODA（1971）の二見湾周辺の火山の記載と，青木（1970）の小笠原を含む伊豆―マリアナ弧火山岩の化学組成の総括があるに過ぎない。

我々は無人岩の存在を確認すべく1975・76年両夏父島を調査した。その結果，19世紀末の菊地・PETERSEN の研究が本質的に正鵠を射て居り，無人岩は未だ世界に例のない極めて特異な岩石であることが明らかになつたので報告する。一部は既に発表した（白木・黒田，1975；KURODA & SHIRAKI, 1975；黒田・白木，1976；白木・黒田1976）。

II. 無人岩の産状

父島の地質概略を第1図に示す。父島は面積約24km²，山勝ちで，最高点は中央山の319m であるが，起伏は激しく，海岸には好露頭が連続する。主に火山岩から成り，下部には枕状構造を持つ溶岩流，上部には角礫岩が多い。漸新世～中新世初期の化石を含む南崎・南島の石灰岩層は砂質岩層を隔てて火山岩の上位に重なるらしい（半沢，1925；岩崎・青島，1970；松丸，1976）。地層の傾斜は一般に緩い。安山岩から K-Ar 年代26m. y. が得られている（KANEOKA *et al.* 1970），



第1図　父島地質概略図
1）石灰岩，2）砂岩および泥岩，3）安山岩および石英安山岩質角礫岩，4）無人岩質枕状溶岩。

枕状溶岩の大部分は無人岩であるが，一部に古銅輝石安山岩がある。角礫岩は主に紫蘇輝石安山岩および石英安山岩から成る。石英安山岩質の岩脈が侵蝕に抗して，海岸で岬端・小島嶼，内陸で突起した山陵を形作ることがある。釣浜では，厚さ少なくとも100m に達する枕状溶岩流を貫ぬく石英安山岩の岩脈が，上方で角礫岩に移り変るのが観察される。

我々は無人岩を中通島・宮之浜・釣浜・奥村東・境浦・小港・初寝浦の枕状溶岩，扇浦・中央山南の角礫岩から見い出した。文献（KIKUCHI, 1890；吉原，1901a；安間ほか，1974）によれば，初寝浦から巽湾に至る父島東岸および兄島・弟島も主として無人岩あるいは類似の岩石で構成されているらしい。しかし，母島の始新世火山中には無人岩は未だ見い出されていない。父島はまた，正の重力異常の世界最高地点の一つ（ブーゲー異常：＋340mgal；坪井，1948；田中ほか，1974）であるから，その下底には無人岩あるいはより苦鉄質の岩石が

大量に存在すると思われる。

III. 無人岩の特徴

新しく分析した父島の火山の化学組成とモードを第2表に，無人岩 (Og-44) の構成鉱物の組成を第3表と4表に示す。無人岩の記載は先に述べた (KURODA & SHIRAKI, 1975) ので要点に止どめる。

無人岩は外観暗灰緑色，多数の気孔があり，その多くは径1 cm 以下であるが，大なるものは5 cm に達する。気孔はしばしば各種の沸石および玉髄などにより満たされている。構成鉱物はカンラン石と斜方

第2表　父島産火山岩の新分析値とモード

	Boninite Og-44		Boninite Og-3-2		Boninite NK 741127-4		Bronzite-andesite NK 741129-4		Hypersthene-andesite NK 710124-3		Perlitic dacite NK 741127-5	
SiO_2	53.76	56.70	55.10	58.02	54.47	57.61	56.88	59.69	62.73	65.45	65.79	69.56
TiO_2	0.24	0.25	0.21	0.22	0.28	0.30	0.28	0.29	0.26	0.27	0.31	0.33
Al_2O_3	12.53	13.22	11.55	12.16	14.97	15.83	13.76	14.44	14.99	15.64	12.54	13.26
Fe_2O_3	0.63	0.66	1.29	1.36	0.68	0.72	1.59	1.67	2.63	2.74	0.82	0.87
FeO	6.48	6.83	6.61	6.96	6.11	6.46	6.41	6.73	4.12	4.30	4.88	5.16
MnO	0.16	0.17	0.18	0.19	0.15	0.16	0.22	0.23	0.14	0.15	0.11	0.12
MgO	11.93	12.58	11.11	11.70	8.08	8.55	5.44	5.71	1.69	1.76	1.56	1.65
CaO	6.44	6.79	6.68	7.03	7.36	7.78	7.99	8.38	5.99	6.25	4.54	4.80
Na_2O	1.90	2.00	1.72	1.81	1.77	1.87	2.17	2.28	2.39	2.49	3.09	3.27
K_2O	0.68	0.72	0.45	0.47	0.66	0.70	0.49	0.51	0.89	0.93	0.90	0.95
P_2O_5	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02	0.02	0.07	0.07	0.02	0.02	0.04	0.04
H_2O+	4.37		4.44		5.00		3.65		3.59		4.88	
H_2O-	0.76		0.62		0.64		0.75		0.34		0.21	
Total	99.94	99.98	100.02	99.98	100.19	100.00	99.70	100.00	99.78	100.00	99.67	100.01
Cr ppm	792		890		453		155		17.9		4.7	
Ni ppm	300		290		180		80					
Phenocryst												
Olivine	7.4		3.4		0.3							
Orthopyroxene	10.2		22.1		5.1		0.9		1.0		0.5	
Clinopyroxene	34.5		21.2				0.3		0.3		0.3	
Plagioclase									4.7		3.6	
Magnetite											0.3	
Groundmass												
Orthopyroxene					5.4		4.5		1.0		} 8.2	
Clinopyroxene					56.0		24.5		23.7		}	
Plagioclase							28.5		14.6		14.8	
Magnetite							1.8		1.6		0.7	
Glass	28.9		44.7		24.1		37.6		52.5		70.2	
Others	19.0		8.6		9.1		1.8		0.6		1.6	

産地. Og-44：無人岩，釣浜東海岸の枕状溶岩，枕のほぼ中央部。Og-3-2：無人岩，宮之浜西海岸の枕状溶岩，枕のほぼ中央部。NK741127-4：無人岩，宮之浜東海岸のやや角礫化した枕状溶岩。NK741129-4：普通輝石—古銅輝石—安山岩，夜明山北の自動車道路沿いの枕状溶岩。NK710124-3：普通輝石—紫蘇輝石—安山岩，大村波止場近くの凝灰角礫岩中の角礫。NK741127-5：真珠岩状石英安山岩，宮之浜東の小丘上の角礫岩中の角礫。

第3表 無人岩 (Og-44) のカンラン石・斜方輝石・単斜輝石の代表的なマイクロプローブ分析値

	Olivine	Orthopyroxene	Clinopyroxene
SiO_2	40.03	55.48	47.37
TiO_2	0.00	0.04	0.34
Al_2O_3	0.01	1.08	5.66
Cr_2O_3	0.06	0.67	0.04
FeO*	10.56	8.52	15.03
MnO	0.15	0.21	0.26
MgO	48.75	32.08	12.55
NiO	0.39	0.07	0.06
CaO	0.14	1.66	18.12
Na_2O	0.01	0.04	0.21
K_2O	0.01	0.01	0.00
Total	100.09	99.86	99.64
Si	0.987	1.950	1.816
Ti	0.000	0.001	0.010
Al	0.000	0.045	0.256
Cr	0.001	0.019	0.001
Fe	0.218	0.250	0.482
Mn	0.003	0.006	0.009
Mg	1.792	1.680	0.717
Ni	0.008	0.002	0.002
Ca	0.004	0.063	0.744
Na	0.000	0.003	0.016
K	0.000	0.000	0.000
Total	3.013	4.019	4.053
O	4.000	6.000	6.000
	$Fo_{89}Fa_{11}$	$Wo_3En_{84}Fs_{13}$	$Wo_{38}En_{37}Fs_{25}$

輝石の斑晶，単斜輝石の微斑晶～微晶と急冷晶子およびガラスで，斜長石は存在しない。磁鉄鉱は見られないが，暗赤褐色のクロムスピネルがカンラン石・斜方輝石中に包有されて，あるいは独立晶として存在する。

カンラン石は斜方輝石に比べ量的に少なく，ほとんどが様々な程度に変質しているが，Og-44 は例外的に新鮮で，かつ最大のカンラン石含量を持つていた。組成範囲も比較的狭く (Fo_{85-90})，Fo_{89} 前後が多い。この値はマントル起源と考えられる玄武岩中のレルゾライト団塊の値に近い。同じ事は Ni 含有量 (0.19～0.31% Ni；5個の平均0.23%) についてもいえる。しかし，Ca 含有量 (0.09～0.11% Ca；5個の平均0.10%) は SIMKIN & SMITH (1970) の深成岩カンラン石と噴出岩カンラン石を分ける値 (0.10% Ca) に一致し，マントル起源かんらん岩のものよりは明らかに高いが，火山岩のものとしては異常に低い。高温はカンラン石の Ca 含有量を増加させ，高圧は減少させる (STORMER, 1973) から，これは無人岩のカンラン石が，火山岩としては比較的高圧低温で晶出したことを示すのかも知れない。

斜方輝石はカンラン石に比べ組成範囲が広く (En_{80-89})，累帯構造も認められる。正累帯もあるが，逆累帯がかなり普遍的に存在する。神津・河野 (1931) による鷲砂の斜方輝石の組成 En_{86} (第6表，B)

第4表 無人岩 (Og-44) のクロムスピネルの組成

	Glass	1	2
SiO_2	59.34	64.38	62.91
TiO_2	0.08	0.09	0.08
Al_2O_3	16.63	18.04	17.63
FeO*	6.19	6.72	6.56
MnO	0.09	0.10	0.10
MgO	1.50	1.63	1.59
CaO	6.34	6.88	6.72
Na_2O	1.44(3.60)	1.56	3.82
K_2O	0.56	0.61	0.59
H_2O	7.83(4.67)		
Total	100.00	100.01	100.00
Q		30.17	17.04
Or		3.60	3.49
Ab		13.20	32.32
An		34.13	29.22
C		2.30	
Wo			1.72
En		4.06	3.96
Fs		12.38	12.10
Il		0.17	0.15

1．微斑晶（径 150 μm），結晶粒のほぼ中心。2．微斑晶（径 100 μm），結晶粒のほぼ中心。3．No. 2 の縁辺部。4．古銅輝石中の微晶（径 10 μm）。A．グァム島産カルクアルカリ質玄武岩のクロムスピネル（白木ほか，1977）。 B．グァム島産ソレアイト質玄武岩のクロムスピネル（白木ほか，1977）。 C．水に飽和したパイロライトの 10 kb, 1200°C の溶融実験で生じたカンラン石中のクロマイト（GREEN, 1973）。

を，無人岩の斑晶斜方輝石の平均と見なせば，この値はかんらん岩団塊の斜方輝石よりやや Mg に乏しい。しかしそれでも，火山岩の斑晶斜方輝石としては最も Mg に富むものの一つである。Cr_2O_3 含有量の最高値0.67%は超塩基性岩中の斜方輝石に相当する（SHIRAKI, 1977）。かんらん岩団塊の斜方輝石に比べ，高い Ca と低い Al 含有量はより高温低圧下の晶出を示すものであろう。

単斜輝石は斜方輝石より粒径の小さい微斑晶および針状の微晶として産するほか，羽毛状の急冷晶子も単斜輝石と思われるが，マイクロプローブ分析ではガラスの組成と区別できない。微斑晶の組成は $Wo_{38}En_{42}Fs_{20}$～$Wo_{34}En_{38}Fs_{28}$で，カンラン石・斜方輝石斑晶に比べ著しく Fe に富み，Skaergaard 貫入岩体の middle gabbro（BROWN, 1957）やトンガ諸島 Fonualei 島の安山岩～石英安山岩（EWART *et al.* 1973）からの普通輝石に似る。ただし，Al_2O_3 含有量（4.11～5.66%）が SiO_2 に飽和し TiO_2 の少ない火山岩の普通輝石としては異常に高い（例えば，丸山，1976）。そして，Al は $CaTiAl_2O_6$ 成分としてではなく $CaAl_2SiO_6$ 成分として入っている。これは恐らくマグマの高 H_2O 含量のため斜長石の晶出が抑えられ（YODER, 1969），Al_2O_3 の濃度（活動度）が増加したことによると思われる。

クロムスピネルはカンラン石のみならず斜方輝石斑晶にも普遍的に含まれ，また，径50～200μm の独立晶としてガラス中に存するが，両者の間に顕著な組成上の差はないようである（第4表）。Cr_2O_3 が著しく高く，火山岩から今まで報告されたものの中では最高値を示す。同様な高 Cr_2O_3 を持つクロムスピネルは，キンバーライト（例えば，BASU & MACGREGOR, 1975）やニューファンドランドのオフィオラ

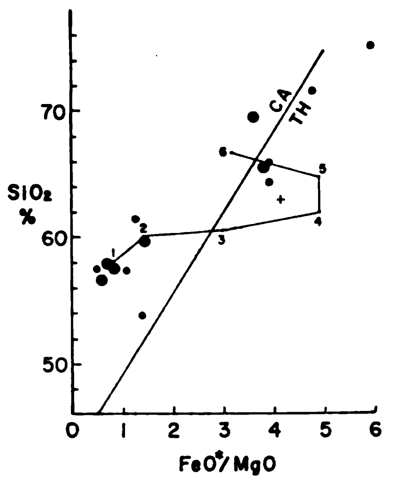
第5表　無人岩 (Og-44) のガラスの組成

	1	2	3	4	A	B	C
TiO_2	0.03	0.11	0.12	0.10	0.23	0.47	3.0
Al_2O_3	5.59	8.80	8.66	8.73	12.8	16.9	10.0
Cr_2O_3	64.29	54.49	54.59	56.47	50.8	36.8	64.0
Fe_2O_3	3.16	7.48	7.68	5.86	8.3	15.5	
FeO	12.54	15.94	15.02	15.96	13.7	20.1	14.0
MgO	12.94	10.74	11.28	10.84	12.6	8.85	9.0
MnO	0.13	0.11	0.13	0.13	0.49	0.40	
NiO	0.09	0.14	0.11	0.04	0.26	0.13	
CaO	0.00	0.02	0.02	0.04	0.11	0.09	
Total	98.75	97.83	97.61	98.17	99.29	99.24	100.0
$Mg/Mg+Fe^{2+}$	0.64	0.55	0.57	0.55	0.62	0.44	
Cr/Cr+Al	0.89	0.81	0.81	0.81	0.73	0.60	
$Fe^{3+}/Cr+Al+Fe^{3+}$	0.040	0.095	0.098	0.074	0.10	0.19	

括弧内の数字は電子線ビームの照射により失なわれた Na を補正した値。
1. Na を未補正のまま無水に換算した値。2. Na を補正して無水に換算した値。

イト中のハルツブルク岩 (MALPAS & STRONG, 1975) から知られている。また，水に飽和したパイロライトの 10kb, 1200°C の残留クロムスピネルも著しく Cr に富む (第4表， C)。グアム島のソレアイト質とカルクアルカリ質玄武岩の間では，後者のクロムスピネルがより Cr_2O_3 に富むから，高 Cr_2O_3 のクロムスピネルは SiO_2 に比較的富むカルクアルカリ岩を特徴づけるかも知れない (白木, 1976)。低 Fe_2O_3 含量は酸素フュガシティ (f_{O_2}) の低かつたことを示すのであろう。

無人岩 (Og-44) の清澄なガラスのマイクロプローブ分析値を第5表に示す。ガラス中の Na_2O は電子線ビームの照射により急減するので，10秒間照射のカウント数からの値1と，カウント数の減少率から推算した値2の両者を示す。後者は構成鉱物の量比と全岩の Na_2O 含量から予測される値にほぼ近い。前者からはノルムにコランダムが算出されるが，後者では算出されない。なお，父島の火山岩でノルムにコランダムを持つものは未だ知られていない。ガラスの分析値の合計を100%から引いた残りを H_2O とすると，ガラスは常にかなりの H_2O を含む。SiO_2-FeO*/MgO 図ではガラスの組成はソレアイト領域に示される (第2図)。



第2図　SiO_2-FeO*/MgO 図に表した父島産火山岩。大きな丸印は新分析値。十字は無人岩 (Og-44) 中のガラス。線で結ばれた数字は第6表の番号に相当する。CA・TH は MIYASHIRO (1974) によるカルクアルカリ岩とソレアイトの領域を示す。

無人岩の全岩化学組成は，Mg に富むカンラン石・斜方輝石斑晶とクロムスピネルが，比較的 SiO_2 の多いガラス中に存在することを反映して，未分化玄武岩に等しい MgO・Cr・Ni 含有量と，安山岩に相

* FeO* は FeO に換算した全 Fe を示す。

当する SiO_2 含有量を持つことにより特徴づけられる。Al_2O_3 及び CaO は玄武岩平均値よりやや少ないが，なお玄武岩組成の範囲内にある。アルカリ特にカリウムは，島弧のソレアイト質玄武岩に比べはるかに多いが，大陸地域のカルクアルカリ岩よりは少ない。TiO_2・P_2O_5 は著しく乏しい。

IV. 無人岩の分化

夜明山北（第2表，4）および釣浜の枕状溶岩の一部と中通島および初寝浦の岩脈には，緑色の古銅輝石の大きな結晶（径0.5～1cm）を特徴的に含み，An_{60} に達する斜長石が晶出している普通輝石―古銅輝石・安山岩と名づけ得る岩石が存在する。この岩石中の古銅輝石大斑晶は常にクロムスピネルを包有し，中心の組成は En_{90} で，無人岩のものと同様であるが，微斑晶（径≃0.5mm）はクロムスピネルを包有せず，周辺部は $2Vx=50°$ の紫蘇輝石となることもある。斜長石は普通輝石とともに石基を作り，ガラスは少ない。石基中に磁鉄鉱が生成しているが，カンラン石およびクロムスピネル独立晶はほとんど見られない。分析値を示した NK 741129-4 は，無人岩に比べ Mg/Fe・Cr・Ni がやや低いが，Cr 含有量300ppm 以上を持つものもある。古銅輝石安山岩枕状溶岩と斜長石を持たない無人岩枕状溶岩との関係は不明であるが，釣浜北西の海岸における前者は枕の断面の直径が著しく大きく，大部分の枕状溶岩のそれが1m 以下であるのに対し，3m 以上に達する。また，初寝浦の無人岩枕状溶岩を貫ぬく幅2.5m の同質岩脈の中央部では，少量の斜長石が晶出しているが周縁部には見られない。

角礫岩の大部分を占める安山岩～石英安山岩は普通輝石・紫蘇輝石・斜長石・石英・磁鉄鉱およびガラスから成り，その構成鉱物の性質は通常の普通輝石―紫蘇輝石―安山岩～石英安山岩とほとんど異らない（TSUYA, 1937；KURODA, 1971；KURODA & SHIRAKI, 1975)。化学組成は無人岩と同様に Al_2O_3 に

第6表　無人岩の平均値とそれから導かれる液の組成

	1 Average boninite	A Olivine (Fo_{89})	2 −10% Olivine	B Bronzite (En_{85})	3 −10% Bronzite	C Augite (Wo_{38} En_{37})	4 −10% Augite	5 −20% Pl (An_{70})	6 −3% Magnetite
SiO_2	58.0	40.03	60.0	55.73	60.5	47.37	61.9	64.7	66.6
TiO_2	0.27	0.01	0.30	0.01	0.33	0.34	0.33	0.41	0.42
Al_2O_3	13.9	0.01	15.4	0.93	17.0	5.66	18.3	15.0	15.4
FeO*	7.73	10.56	7.41	9.88	7.14	15.03	6.29	7.83	5.18
MnO	0.19	0.15	0.19	0.15	0.19	0.26	0.18	0.23	0.24
MgO	9.64	48.75	5.29	31.22	2.41	12.55	1.28	1.60	1.65
CaO	7.50	0.14	8.31	1.80	9.03	18.12	8.02	6.50	6.69
Na_2O	1.99	0.01	2.21	0.21	2.43	0.21	2.68	2.46	2.53
K_2O	0.60	0.01	0.67	0.01	0.74	0.01	0.82	1.02	1.05
FeO*/MgO	0.80		1.40		2.96		4.89	4.89	3.14
Mg/Mg+Fe		0.89		0.85		0.60			
$K^{C.L}_{Fe.Mg}$		0.30		0.25		0.44			

1. 無人岩 (Og-44, Og-3-2, NK741127-4) と古銅輝石安山岩 (NK741129-4) の平均値。A. 無人岩 (Og-44) の斑晶カンラン石の組成 (第3表)。2. 組成1から10%のカンラン石Aを取り去った値。B. 鶯砂の古銅輝石の組成 (神津・河野，1931)。3. 組成2から10%の古銅輝石Bを取り去った値。C. 無人岩 (Og-44) の微斑晶普通輝石の組成 (第3表)。4. 組成3から10%の普通輝石Cを取り去った値。5. 組成4から20%の斜長石 (An_{70}) を取り去った値。6. 組成5から3%の磁鉄鉱を取り去った値。

$K^{C.L}_{Fe.Mg} = \frac{\text{鉱物中のFeO}}{\text{鉱物中のMgO}} / \frac{\text{マグマ中のFeO}}{\text{マグマ中のMgO}}$　マグマ中の $Fe^{3+}/Fe^{2+}=0.1$ とした

やや乏しく，TiO_2・P_2O_5 が著しく少ない以外は，富士火山帯のものに似る（井川・岩崎，1938)。ただ，SiO_2-FeO*/MgO 図において，無人岩の顕著なカルクアルカリ岩的性格と対照的に，紫蘇輝石安山岩～石英安山岩の多くが無人岩中のガラスとともにソレアイト領域に入るのが注目される（第2図)。

第6表と第2図に無人岩の平均組成から，その斑晶成分を適当な量引き去ることにより，紫蘇輝石安山岩～石英安山岩および無人岩中のガラスの組成が得られることを示す。無人岩の平均組成として，Og—44はカンラン石，Og—3-2は古銅輝石がやや集積しているので，無人岩3個に古銅輝石安山岩（NK(741129-4)を加えた4個の平均値をとった。この組成のマグマと無人岩の斑晶カンラン石および斜方輝石の Fe と Mg の分配係数は，ROEDER & EMSLIE (1970) によって得られた値 $K^{Ol/L}_{Fe/Mg}=0.30$ 及び $K^{Opx/L}_{Fe/Mg}=0.23$ とほぼ一致する。無人岩のような著しくカルクアルカリ質のマグマでも，ROEDER & EMSLIE の関係を満足する Mg に富むカンラン石あるいは輝石の晶出分化により，その残液が，SiO_2-FeO*/MgO 図におけるソレアイト領域に入ることは可能である。

V. 無人岩の成因

無人岩の高 MgO・Cr・Ni 含有量は，それが地殻物質でなくマントルかんらん岩の部分溶融により生成されたことを強く示唆する。比較的高い SiO_2 含有量と玉髄・メノウなどの珪酸鉱物が多く見られることは，地殻酸性物質の混成・同化作用によって説明されるかも知れない。しかし，大量の古銅輝石の晶出，ならびに珪酸鉱物は必ず気孔や脈中に産すること，それに厚い酸性地殻存在の証拠はないことなどから，SiO_2 はマグマ自体に，その生成の初期から多く含まれていたと思われる。最近，水の存在がかんらん岩の部分溶融で生ずるマグマの SiO_2 含量を増加させることが明らかにされてきた（例えば，O'HARA, 1965 ; KUSHIRO *et al.*, 1968 ; MYSEN *et al.*, 1974)。無人岩は常に5％前後の水を含むことに加えて，斜長石晶出時期の遅れ，SiO_2 が多いにもかかわらず枕状構造を作ること，及び孔隙率が高く（12～33%）気孔は枕の内部にも多いことなどから，無人岩マグマは始めから高含水量を持ち，しかもある程度の水を

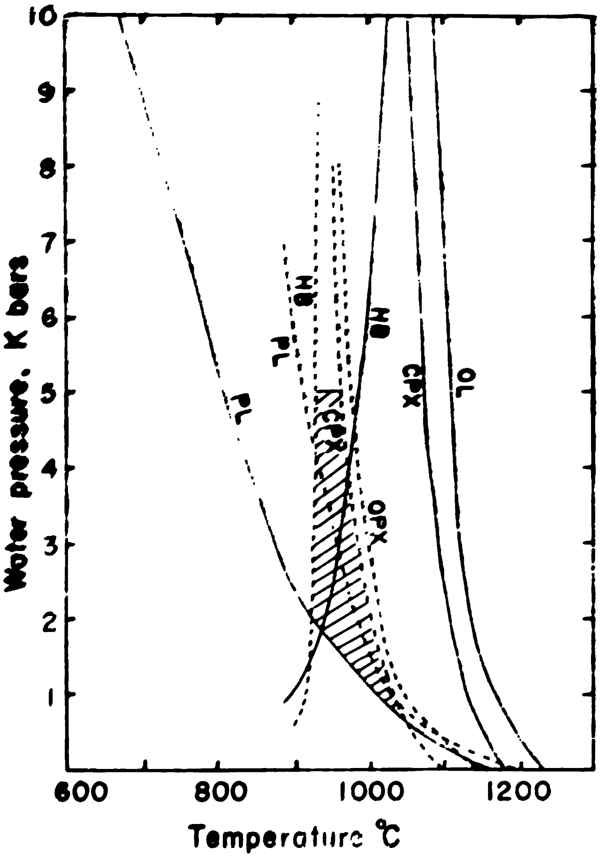
第7表　水の存在下のかんらん岩の部分溶融で生ずる液の組成

	1	2	3	4	5
SiO_2	60.8	58.0	53.8	55.5	58.5
TiO_2	0.5	0.4	2.0	2.5	2.3
Al_2O_3	18.2	16.1	9.7	12.3	15.4
Fe_2O_3			0.3	0.5	0.5
FeO	2.5	5.2	9.1	6.8	4.7
MnO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
MgO	5.6	4.7	14.1	9.3	7.1
CaO	10.8	12.0	8.6	10.4	8.2
Na_2O	1.2	3.0	1.7	2.0	2.5
K_2O	0.2	0.5	0.4	0.5	0.5
Cr_2O_3	0.04		0.1	0.1	0.1
NiO	0.09				

1. 19.5 kb, 1100°C 水に飽和した条件下，ハワイ Salt Lake Crater 産スピネル・レルゾライトの部分溶融で生じたガラス（MYSEN et al., 1974)。2. 15 kb, 1150°C 水と炭酸ガスの存在下，かんらん岩の部分溶融で生じた液（$X^{V}_{H_2O}=0.75$，磁鉄鉱—赤鉄鉱バッファー）(MYSEN & BOETTCHER, 1975)。3. 10 kb, 1200°C で水に飽和したパイロライトから生ずる液（計算値）(GREEN, 1976)。4. 10 kb, 1100°C で水に飽和したパイロライトから生ずる液（計算値）(GREEN, 1976)。5. 5kb, 1050°C 水に飽和した条件下，パイロライトと平衡にある液(NICHOLLS, 1974)。

マグマ中に発生し得る最大の規模に噴出したものと推定される。

第7表に高 f_{H_2O} でかんらん岩の部分溶融で生ずる SiO_2 に富む液の組成を示す。溶融条件の違いにより，かなり広い組成範囲を取り得るが，特に20 kb，1100°C あるいは5 kb，1050°C でパイロライトと平衡にある液の組成は，無人岩の平均値に非常に近い，SiO_2・MgO に富んだこの液の生成には，通常に要求する高温でのマントルの部分溶融は必ずしも必要ではない。溶融実験結果により1気圧で生じたマグマが高い f_{H_2O}，10〜5 kb のマントルと化学平衡を成立させていることは，そのマグマが SiO_2・MgO に富む無人岩になることを示している。5 kb 海面下15〜20 km に当時の小笠原地域のマントル—地殻境界〔モホ面〕と見てよいであろう。この無人岩マグマは温度・圧力の低下により，最初クロムスピネルとカンラン石，次いで古銅輝石を晶出した。ただし，カンラン石の晶出期間は古銅輝石に比べ短かかったであろう。さらに温度が下り普通輝石を晶出し始めたが，この時期，急激に海底に噴出し急冷され斜長石を晶出しなかったものが無人岩，徐冷あるいは含水量が低下し斜長石を晶出したものが古銅輝石安山岩になったと思われる。



第3図　水に飽和したハワイ産ソレアイト（実線）(YODER & TILLEY, 1962) とパリクティン産安山岩（破線）(EGGLER, 1972) の鉱物晶出順序。斜線部は単斜輝石を持つが角閃石と斜長石を持たない無人岩に推定される噴出前の温度・圧力範囲を示す。
OL：カンラン石，CPX：単斜輝石，OPX：斜方輝石，HB：角閃石，PL：斜長石。
ハワイ産ソレアイト (%)：SiO_2 49.16，Al_2O_3 13.33，Fe_2O_3 1.31，FeO 9.71，MgO 10.41，CaO 10.93，Na_2O 2.15，K_2O 0.51，
パリクティン産安山岩：SiO_2 60.5，Al_2O_3 17.3，FeO* 4.3，MgO 3.8，CaO 6.3，Na_2O 4.3，K_2O 1.69。

我々は父島の火山岩に角閃石を見い出していない。無人岩の多くは恐らくマントルかんらん岩から分離して以来，斜長石と同じく角閃石を晶出しなかったと思われる。第3図にハワイのソレアイト質玄武岩およびメキシコのパリクティン火山の安山岩の P_{H_2O}=Ptotal における鉱物晶出温度を示す。斜長石の晶出温度は主に Al_2O_3 含量に関係するから，無人岩マグマの鉱物晶出温度を，斜長石についてはハワイの玄武岩，苦鉄質鉱物についてはパリクティン安山岩で近似できるとすれば，単斜輝石が晶出し角閃石・斜長石が晶出しない範囲は，第3図の斜線部となる。即ち，無人岩は1 kb ならば1000°C，2 kb ならば900°C 以上から急冷されねばならない。つまり，無人岩マグマは少なくとも上部地殻とは非平衡であって，急激に地表へ向かって上昇

噴出したに違いない。これはまた，父島産古銅輝石が800°C以上の異常に高い急冷温度を示す，M1・M2サイト間の Fe-Mg 分布から得られた武田(1974)の結果とも一致する。

VI. 無人岩類似の岩石

無人岩と全く同一の化学的および鉱物学的特徴を持つ岩石は，他地域から未だ報告されていないようである。しかし，SiO_2 が多く且 MgO に富むいわゆる高マグネシア安山岩についてはいくつかの例がある（第8表)。

パプア Cape Vogel 産斜頑火輝石含有岩は現在知られている最も高 SiO_2・高 MgO の岩石であるが，これと無人岩との間には，クロムスピネルを包有する古銅輝石斑晶の存在，輝石の針状微晶が多いこと，多量の含水ガラスを有すること，それに石英・長石・角閃石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱が晶出していないことなど，いく多の共通点がある (DALLWITZ *et al.*, 1966)。しかし，重要な相違は前者に斜頑火輝石が存在するのに対し，無人岩にはそれがなく代ってカンラン石があることである。斜頑火輝石含有岩マグマは無人岩マグマより高温で生成された (KUSHIRO, 1972; GREEN, 1973) ので，より Mg/Fe 比が高く最初に，カンラン石でなく斜(プロト)頑火輝石を晶出したのであろう。その結果，あまり SiO_2 の多い岩石を分化しなかった（第8表，3)。

1967〜8に噴出したトンガ島弧Metis Shoalの石英安山岩（第8表，6）は，明らかに非平衡な，クロムスピネルを包有する Fo_{93} のカンラン石と頑火輝石のため MgO が高く，小笠原と同様な比較的若い海洋中の島弧に産する例として興味深い。

花崗岩に関連する岩脈である岐阜県春日村産ランプロファィア（第8表，11）では，苦鉄質鉱物の大部分は角閃石であるが，無人岩と同様な Cr に富むクロムスピネルを伴う。第8表の組成の火山岩は深成条件下で固結すれば，主として角閃石・斜長石・石英から成



写真 1　小笠原父島釣浜における無人岩枕状溶岩の露頭。



写真 2　小笠原父島宮之浜の無人岩枕状溶岩。多数の気孔があり，沸石・玉髄などが生成している。



写真 3　小笠原父島夜明山北から兄島を望む。石英安山岩質の岩脈が岬を作る。



写真 4 小笠原父島初寝浦の無人岩枕状溶岩を貫ぬく同質の岩脈。石英安山岩ほど硬くない。

る石英閃緑岩となるであろう。

これらの高 SiO_2・高 MgO 岩はほとんどすべて，島弧や大陸縁辺部のいわゆる造山帯のカルクアルカリ岩中に産し，サブダクション帯との関連を示唆する。一般に島弧の火山岩は島弧の成長とともによりカルクアルカリ岩的になる（例えば，MIYASHIRO, 1974；白木ほか，1977）。小笠原においても無人岩は漸新世～前期中新世の火山岩中にのみ産し，母島の始新世火山岩からは知られていない。無人岩のような極端な組成を作るに要する大量の水の濃集には，サブダクションが始まってからある程度の時間的間隔を必要とするのかも知れない。

第 8 表 無人岩に似た高 SiO_2・高 MgO 岩の組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	57.4	56.4	58.0	56.17	56.6	64.45	56.68	55.2	54.41	57.11	54.4
TiO_2	0.3	0.1	0.5	0.84	0.61	0.39	0.81	0.8	0.94	1.69	1.0
Al_2O_3	8.9	5.7	11.7	15.25	14.2	12.57	16.33	16.0	14.29	14.13	16.5
Fe_2O_3	2.4	2.3	2.2	2.18	2.35	5.28	0.93	2.4	3.80	1.24	1.6
FeO	7.3	7.5	7.4	5.74	5.30	1.37	5.45	4.9	3.47	6.89	6.4
MnO	0.2	0.2	0.1	0.13		0.12	0.12	0.12	0.13	0.14	0.2
MgO	17.5	25.0	12.5	8.19	11.02	5.16	7.34	7.5	9.11	7.86	6.6
CaO	4.8	2.3	6.1	6.70	7.96	7.06	7.27	8.6	8.25	8.00	7.8
Na_2O	0.8	0.3	1.0	2.60	1.91	2.61	3.42	3.1	2.64	1.71	3.5
K_2O	0.3	0.2	0.4	1.99	0.65	0.91	1.47	1.1	2.56	1.01	1.7
P_2O_5	0.1	tr	0.1	0.20		0.07	0.17	0.20	0.40	0.22	0.3
Cr ppm					480	230		500		438	220
Ni ppm					84	53		195	161		80

1. パプア Cape Vogel 産斜頑火輝石含有岩の本源マグマ（DALLWITZ, 1968）。2. 斜頑火輝石含有岩のうち最も MgO に富むもの。3. 斜頑火輝石含有岩のうち最も MgO に乏しいもの。4. 四国城山産カンラン石安山岩（UJIKE, 1972）。5. ニュージーランド Tongariro 産輝石安山岩（TAYLOR & WHITE, 1966）。6. トンガ諸島 Metis Shoal 産石英安山岩（EWART *et al.*, 1973）。カスケード Lassen 火山産石英玄武岩（SMITH & CARMICHAEL, 1968。8. 北チリ Monturaqui 産石英含有安山岩（SIEGERS *et al.*, 1969）。9. 西トルコ Karaburun 産苦鉄質安山岩（INNOCENTI & MAZZUOLI, 1972）。10. 岐阜県春日村産ランプロファイア（SUZUKI & SHIRAKI, 1976）。11. スコットランド Garabal Hill 産輝石—雲母閃緑岩（NOCKOLDS & ALLEN, 1953）。

VII. まとめ

1. 我々は KIKUCHI (1890) が記載し PETERSEN (1891) が名づけた多孔質で斜長石を持たずガラスに富む特異な安山岩の一種，無人岩が父島の漸新世～前期中新世枕状溶岩の大部分を占めることを確認した。

2. 無人岩は，クロムスピネルを包有し Mg に富むカンラン石と古銅輝石の斑晶，やや Fe に富む普通輝石の微斑晶と微晶，及び含水ガラスから成り，比較的高い SiO_2 含有量に対し，未分化玄武岩に等しい高 MgO・Cr・Ni 含有量がその著しい特徴である。

3. 無人岩の諸特徴は，溶融実験結果をも参酌して，高 f_{H_2O} 下，10～5 kb，1100～1050°C でマントルかんらん岩と平衡にあったマグマが，クロムスピネル→カンラン石→古銅輝石→普通輝石の順に晶出させながら上昇し，急激に海底に噴出して，斜長石晶出温度少なくとも900°C 以上から急冷された，として説明することが出来る。

4. 無人岩枕状溶岩に伴う古銅輝石安山岩，および角礫岩をつくる紫蘇輝石安山岩～石英安山岩は，無人岩マグマのそれぞれ，徐冷および分化産物と考えられる。

5. 無人岩およびそれに組成上類似の高マグネシア安山岩の産出は，ほとんど全ていわゆる造山帯のカルクアルカリ岩の間に限られ，サブダクション帯から供給された水が重要な役割りを果たした可能性を示唆する。

謝　辞

名古屋大学理学部地球科学教室石岡孝吉助教授，及び静岡大学理学部地球科学教室土隆一教授には終始御指導頂いた。名古屋大学理学部地球科学教室長沢敬之助・諏訪兼位両助教授，都築芳郎博士，湯佐泰久・鈴木和博・縣孝之・大橋不三男・丸山茂徳・中島隆の各氏には討論および実験に協力して頂いた。東京大学理学部鉱物学教室武田弘助教授は輝石の Fe-Mg 分配のデータを教示された。東京都立大学加崎英男教授からは父島研究室の使用を許された。これらの方々に深く感謝の意を表する。

引用文献

AKAGI, T. (1930) : To what volcanic zone (chain) do the Bonin Islands belong? *Proc. 4 th Pacific Sci. Congr.*, Vol. II-B, pp. 1045–1046.

安間恵・伊津信之介・江川龍一郎・北上博見 (1974)：小笠原諸島父島の地質について。地質学会81年大会講演要旨，p. 125.

青木　斌 (1970)：海山と海底山脈，深海地質学，pp. 221–289，東海大学出版会.

青木滋・中山俊雄(1970)：小笠原群島の地質と地下水(概報)．地質学雑誌，Vol. 76, p. 78.

浅見重夫(1970)：地形・地質．小笠原の自然，pp. 91–108，広川書店.

BASU, A. R. and MACGREGOR, I. D. (1975) : Chromite spinels from ultramafic xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 39, pp. 937–945.

BROWN, G. M. (1957) : Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Mineral. Mag.*, Vol. 31, pp. 511–543.

DALLWITZ, W. B. (1968) : Chemical composition and genesis of clinoenstatitebearing volcanic rocks from Cape Vogel, Papua : a discussion. *23 rd Intern. Geol. Congr.*, Vol. 2, pp. 229–242.

DALLWITZ, W. B., GREEN, D. H. and THOMPSON, J. E. (1966) : Clinoenstatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papua. *Jour. Petrol.*, Vol. 7, pp. 375–403.

EGGLER, D. H. (1972) : Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 34, pp. 261–271.

EWART, A., BRYAN, W. B. and GILL, J. B. (1973) : Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S. E. Pacific. *Jour. Petrol.*, Vol. 14, pp. 429–465.

GREEN, D. H. (1973) : Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 19, pp. 37–53.

GREEN, D. H. (1976) : Experimental testing of "equilibrium" partial melting of peridotite under water-saturated, high pressure conditions. *Canad. Mineral.*, Vol. 14, pp. 255–268.

半沢正四郎(1925)：沖縄島及小笠原の含有孔虫岩に就きて．地質学雑誌，Vol. 32, pp. 461–485.

HAWKS, F. L. (1856) : Narrative of the Expedition of an American Squadron to the China Seas and Japan performed in the years 1852, 1853, and 1854, under the command of Commodore Perry. 3 Vol., Washington.

土屋喬雄・玉城肇訳：ペリル提督日本遠征記(2)．岩波文庫.

HOBBS, W. H. and HUNT, W. F. (1926) : Petrography of an area of the Western Pacific. *Proc. 3 rd Pan-Pacific Sci. Congr.*, Vol. 1, pp. 711–715.

井川正雄・岩崎岩次 (1938)：本邦火山の地球化学的研究(其十四)小笠原群島父島及び母島の熔岩の化学組成．日化誌，Vol. 59, pp. 1171–1178.

INNOCENTI, F. and MAZZUOLI, R. (1972) : Petrology of the Izmir-Karaburun volcanic area. *Bull. Volcanol.*, Vol. 36, pp. 83–105.

石井八万次郎(1906a)： 読新硫黄島視察談．地学雑誌，Vol. 18, pp. 120–126.

石井八万次郎(1906b)：佐藤君の高教を深謝し卑説を陳ず．地学雑誌，Vol. 18, pp. 335–348.

IWASAKI, Y. (1975) : On two fossil molluscan species from the Eocene of the Bonin Islands. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan*, N. S., No. 99, pp. 143–155.

岩崎泰頴・青島睦治(1970)：小笠原諸島の地質について．小笠原の自然—小笠原諸島の学術・天然記念物調査報告書，pp. 205–220，文部省・文化庁.

JOHANNSEN. A. (1937) : A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Vol.3, The Intermediate Rocks. 360 p., Univ. of Chicago Press, Chicago.

貝塚爽平・堀信行(1968)：地形と地質．都立大学小笠原調査報告書，pp. 15–38.

KANEOKA, I., ISSHIKI, N. and ZASHU, S. (1970) : K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands. *Geochem. Jour.*, Vol. 4, pp. 53–60.

KIKUCHI, Y. (1890) : On pyroxenic components in certain volcanic rocks from Bonin Island. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ., Japan*, Vol. 3, pp. 67–89.

神津俶祐・河野義札(1931)：小笠原父島産古銅輝石に就きて．岩鉱会誌，Vol. 6, pp. 273–276.

KUBLIN, H. (1953) : The discovery of the Bonin Islands : a reexamination. *Ann. Ass.Amer. Geographers*, Vol. 43, pp. 27–46.

KURODA, N. (1971) : Petrographical notes on some volcanic rocks of Chichi-jima, Guam, and Northeast New Britain. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, Vol. 6, pp. 165–170.

KURODA, N. and SHIRAKI, K. (1975) : Boninite and related rocks of Chichi-jima, Bonin Islands, Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, Vol. 10, pp. 145–155.

黒田直・白木敬一(1976)：父島のボーニナイトと関連岩．地質学会83年大会講演要旨，p. 241.

KUSHIRO, I. (1972) : Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Jour. Petrol.*, Vol. 13, pp. 311–334.

KUSHIRO, I., YODER, H. S. and NISHIKAWA, M. (1968) : Effect of water on the melting of enstatite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 79, pp. 1685–1692.

MALPAS, J. and STRONG, D. F. (1975) : A comparison of chrome-spinels in ophiolites and mantle diapirs of Newfoundland. *Geochim Cosmochim. Acta*, Vol. 39, pp. 1045–1060.

丸山茂徳(1976)：四国東部秩父帯中の 沢谷緑色岩コンプレックスの 化学的性質．地質学雑誌，Vol. 82, pp. 183–197.

松丸国照(1976)：小笠原諸島父島南崎石灰岩の大形有孔虫生層位．地質学会 83 年大会講演要旨，p. 196.

MIYASHIRO, A. (1974) : Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 274, pp. 321–355.

MYSEN, B. O. and BOETTCHER, A. L. (1975) : Melting of a hydrous mantle : II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen, and carbon dioxide. *Jour. Petrol.*, Vol. 16, pp. 549–593.

MYSEN, B. O., KUSHIRO, I., NICHOLLS, I. A. and RINGWOOD, A. E. (1974) : A possible mantle origin for andesitic magmas, discussion of a paper by Nicholls and Ringwood. *Earth Planet Sci. Lett.*, Vol. 21, pp. 221–229.

NICHOLLS, I. A. (1974) : Liquids in equilibrium with peridotitic mineral assemblages at high

water pressures. *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 45, pp. 289–316.

西戸裕嗣・大塚良平(1975)：小笠原父島産 zeolite について．三鉱学会講演要旨集，p. 20.

NOCKOLDS, S. R. and ALLEN, R. (1953) : The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 4, pp. 105–142.

小川琢治・内田寛一(1912)：小笠原学術旅行日誌．地学雑誌，Vol. 24, pp. 785–793, pp. 835–845.

O'HARA, M. J. (1965) : Primary magmas and the origin of basalts. *Scot. Jour Geol.*, Vol. 1, pp. 19–40.

PETERSEN, J. (1891a) : Beiträge zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachijo und Mijakeshima. *Jahrb. Hamburg. Wiss. Anst.*, Vol. 8, pp. 1–59.

PETERSEN, J. (1891 b) : Der Boninit von Peel Island. Nachtrag zu den Beiträgen zur Petrographie von Sulphur Island u. s. w. *Jahrb. Hamburg. Wiss. Anst.*, Vol. 8, pp. 341–349.

ROEDER, P. L. add EMSLIE, R. F. (1970) : Olivine-liquid equilibrium. *Contr Mineral. Petrol.*, Vol. 29, pp. 275–289.

佐藤伝蔵(1905)：新硫黄島視察談．地学雑誌，Vol. 17, pp. 625–638, pp. 702–727.

佐藤伝蔵(1906)：小笠原火山と富士火山帯との関係に就て石井君に答う．地学雑誌，Vol. 18, pp. 192–198.

白木敬一(1976)：玄武岩中のクロムスピネル．地質学会83年大会講演要旨，p. 237.

SHIRAKI, K. (1977) : Chromium. *in* Wedepohl, ex. ed. : *Handbook of Geochemistry*, II-5. Springer-Verlag, Berlin. (in press).

白木敬一・黒田直(1975)：無人嶋(小笠原)の無人岩．三鉱学会講演要旨集，p. 55.

白木敬一・黒田直(1976)：小笠原諸島の第三紀火山岩．火山，第2集，Vol. 21, pp. 213–214.

白木敬一・湯佐泰久・黒田直・石岡孝吉(1977)：マリアナ島弧グァム島玄武岩のクロム・スピネル．地質学雑誌，Vol. 83, pp. 49–57.

SIEGERS, A., PICHLER, H. and ZEIL, W. (1969) : Trace element abundances in the "Andesite" Formation of Northern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 33, pp. 882–887.

SIMKIN, T. and SMITH, J. V. (1970) : Minor-element distribution in olivine. *Jour. Geol.*, Vol. 78, pp. 304–325.

SMITH, A. L. and CARMICHAEL, I. S. E. (1968) : Quaternary lavas from the southern Cascades, western U. S. A., *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 19, pp. 212–238.

STORMER, J. C., Jr. (1973) : Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 37, pp. 1815–1821.

鈴木和博・白木敬一(1976)：岐阜県揖斐郡春日村のランプロファィア，地質学会83年大会講演要旨，p. 243.

SUZUKI, S., NISHIDO, H. and OTSUKA, R. (1976) : Hydrated talc from Chichijima, the Ogasawara Islands, Japan. *Jour. Japan. Ass. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, Vol. 71, pp. 238–247.

鈴木 敏(1885)：父島群島火山岩誌．地学会誌，甲部，Vol. 1, pp. 23–39. 別に同一題名，ほぼ同一内容で"理学協会雑誌" Vol. 13, pp. 362–379.

武田 弘(1974)：結晶学の立場から見た地球化学，輝石の例について．実験岩石学の進歩—地球内部の相平衡と元素分配—，pp. 193–204.

田中 穣・細野武庸・久保本忠夫・大和田真一・立川徹 (1974)：小笠原諸島(父島)の磁気・重力測量．測地学会誌，Vol. 20, pp. 193–208.

TAYLOR, S. R. and WHITE, A. J. R. (1966) : Trace element abundances in andesite. *Bull. Volcanol.*, Vol. 29, pp. 177–194.

TRÖGER, W. E. (1935) : Spezielle Petrographie der Erupivgesteine. Nachdruck 1969, Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Bonn.

坪井忠二(1948)：重力，301 p. 岩波全書．

TSUYA, H. (1937) : On the volcanism of the Huzi volcanic zone, with special reference to the geology and petrology of Idu and Southern Islands. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 15, pp. 215–357.

UJIKE, O. (1972) : Petrology of Tertiary calc-alkaline volcanic rock suite from northeastern Shikoku and Shodo-shima Island, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 3, Vol. 11, pp. 159–

201.

YODER, H. S., Jr. (1969) : Calcalkalic andesites: experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. *Proc. Andesite Conf., Oregon Dept. Geol. Mineral Ind. Bull.*, Vol. 65, pp. 77–89.

YODER, H. S. and TILLEY, C. E. (1962) : Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. *Jour. Petrol.*, Vol. 3, pp. 342–532.

吉原重康(1901a) : 小笠原島は富士火山線中に在らず. 地質学雑誌, Vol. 8, pp. 380–389.

吉原重康(1901b) : 小笠原旅行案内(附鉱物採集). 地質学雑誌, Vol. 8, pp. 445–448.

YOSHIWARA, S. (1902) : Geological age of the Ogasawara Group (Bonin Islands) as indicated by the occurrence of *Nummulites*. *Geol. Mag.*, N. S., Vol. 9, pp. 296–303.

(1977年2月25日受理)

地学雑誌 86, 3 (1977)

朝鮮地史の今昔（後編）

小　林　貞　一

Our Knowledgt from Past to Present on the Geological History of Korea, Part Two

Teiichi KOBAYASHI

VI. 中生層群

朝鮮の層序論では中生層群は平安系と朝鮮系乃至楽浪系の場合に比べて根本的に異る点がある。その第一は分布区域即ち堆積盆地であつて，緑岩統までの地層の場合には平安系下に著しい不整合なしに朝鮮系あるいは楽浪系が続いている。そして夫等の堆積地帯はこれらの地層を全然欠除する先寒地塊によつて隔てられている。これに反して中生層群はこれらの堆積地帯と先寒地塊の別なく分布しているのである。そして第2の特色として中生層群の場合はこれらの分布区域が夫々の独立した堆積盆地であり，夫々に独自の層序があり，以前の地層のように広い地帯に普遍的な傾向を持つていない。第3の中生層群の特徴はこれを構成する岩石が全部陸源物質からなり，そのうちに粗粒岩が発達している。これに比べると楽浪系或いは朝鮮系はその過半が大石灰岩層で頁岩・砂岩，珪岩は朝鮮系に於いては甚だ少い。平安系では逆に石灰岩は下部に限られている。以上の諸系に於いては礫岩は全く例外的存在である。これに反して中生層群には礫岩相がよく発達している。そして石灰岩相は殆んど全く欠除している。第4はその生相であつて朝鮮系では全部海棲生物である。これに反して平安系では海棲生物はその初期に限られ，化石の大部分は陸生植物で，そのほかに若干の陸水棲の動物化石がある。殆んど無化石の緑岩期を転機として，中生層群には海棲生物の痕跡はまつたくない。陸生植物が最も多く，陸水動物も可なり多くなる。嘗つて平壌西方の江西炭田からライヤスの海の化石が出たと云はれたが，これは誤報であったことがほぼ確実である。第5として序でに火山源物質について，述べておくがこれは中生層群の下段まではあつても僅少で，上段に至つて急増し，最上部の火山岩層を以つて終るのである。

中生層群が緑岩統以前の地層と根本的に異なつているのは第1，第2の特性であつてこれは三畳紀中葉の松林変動によつて従前の構造区が崩壊し，これを転機として朝鮮は新しい地史的発展の時代に這入るのである。

鮮内では本来緑岩統後の中生層群の総括的名称として大同系(1925)が提唱された。そして下部と中部の大同層，下部慶尚層と上部慶尚層または上部大同層，および仏国寺層の諸層群に分けられた(川崎，1926)。しかし乍ら中部大同層と下部慶尚層とが接触するところはないのである。平壌四近では上部大同統堆積前に所謂大宝変動のあつたことが判明して来たので大同層は中下部大同層に限られ，上部大同層は大宝層として分離された（今野，1928)。続いて中村 (1930) は中部，下部の大同層に柳京，発峰の2統名を与へたが，後には両者を大同系として一括した (1936)。

これより先き黄海道兼二浦近傍の松林面で大同系と朝鮮系との間に著しい傾斜不整合が確認された(1931)。朝鮮，平安両系はほとんど常に平行状不整合関係にあるのであるから，この傾斜不整合は当然平安後の地層の変形と平安系の削剥による朝鮮系の露呈を意味している。このような顕著な不整合は黄海道東部の宝山層の基底でも観取されたのであるが，松下(1933)，池辺(1935)らが相次いで平壌炭田の大同統基底でこれを確かめたので私はこの不整合の示す地殻変動を松林時階（地質学雑誌，1935)と命名した。松下，小畠，池辺ら(1952)は平壌炭田の複雑な地質構造のうちで，主要褶曲衝上構造は松林変動の産物で，大宝変動はこれに

二次的変形を加へたという結論に到達した。

南鮮では京畿地塊上と沃川褶曲帯中に大同統が散在している。同地塊西部には北に金浦層，南に藍浦層がある。沃川褶曲帯中では大同統は北東部で狭長な数帯をなしている。そして南西方では帯数を減じ，幅広い分布を示している。北部では本層を山成が盤松層と呼んだが，その時後は河成層と考へた(1926)。しかし本層は明かに三畳紀の波曲と浸蝕に依つて生じた盆地中の湖成堆積物である(1927)。その後この盤松湖とこれを抱く周辺山地の動静がこの盤松層の格子解析によって精細に亙つて解明された（学士院紀事，1943)。西南部では盤松層は下から沙坪里・玄川里・徳川里の3層に分けられ，南鮮大同統の基準層序とされている。

盤松層の層序を藍浦，金浦の両層のそれと適確に対比することはしかしながら容易ではない。いわんや平壌四近の大同統との対比は一層の難事である。大同・盤松諸層群は植物化石に富んでいて，既に川崎が大同フローラの立派な研究を発表している。そしてその時代をライヤスとしている(1925)。しかしこれはレトリアス型フローラに対する時代論の検討される前のもので，今では川崎の結論はそのままでは通用しない。日本・沿海州・ベトナムなどの海棲動物化石を含む半海成相のうちで所謂レトリアス型フローラは東亜ではすでにカーニックには繁茂していたことが立証されたからである。更に大同フローラの時代論を六ケ敷しくしているのは，この型の特徴とされているヤブレガサウラボシ科の諸属や種数が嶺南・福建半島で抱かれた内陸盆地では太平洋沿岸の当時のモンスーン地帯に比べてその数を減じていることである。この古気候によるフローラの変化から植物化石は古気候論上では重要な意義を持っているが，少くとも現在の知識では時代論上で同等の重要性は認め難い(1942)。

東アジアでは中生代が主要造山期であるが，大陸の造山史を中生層から解析して行く場合に植物化石にあまり頼り得られないとすれば，当然非海棲動物群を利用しなければならない。そのために私は鈴木好一・高井冬二，藤田旭・谷敬一，朴魯植，花井哲郎，楠見久らと共にこの方面の研究を進め貝化石・魚，エステリア(正しくは Conchostraca)，オストラマーダなどによって大同，熱河，慶尚・松花の4動物群を識別することが出来た(1942)。詳しい説明は省略するが，大同動物群の時代は三畳後期乃至ジュラ前期である。そして洛東・新羅両統の貝やエステリアは白亜前中期で両者の間に位するものとして鮮内では新義洲附近のリプコテラ・エステリア層，すなわち白土洞頁岩がある。

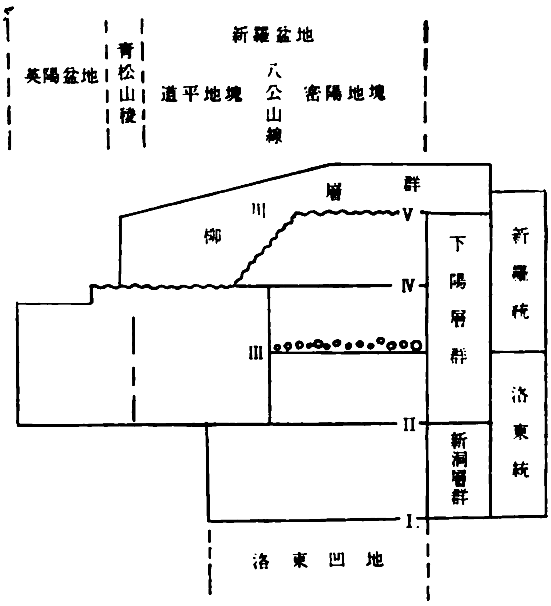
特にエステリアについては今日では上記の東亜非海棲4動物組を進めてアジア全体で6組に分けられる(1975)。すなわち大同組の前後に

Maltsevo 組　　三畳紀前中期
Kukitanga 組　　Aalenian-ジュラ紀中期

を加へ，その結果白土洞化石を含む熱河組は主にジュラ紀後期となる。中生代の非海棲動物の研究は現在ソ連や中国で盛に進められているのでやがてはよい指時化石が多く見出されることであろう。

慶尚層群については立岩・山成の立派な図幅調査結果があり，沃川変成帯中のものについては島村の，また沃川非変帯東部のものについては嚢木らの調査結果がある。現在では南鮮中の分布区域は殆んど全部再調査されたので対馬盆地北西側に於ける慶尚層群の地域的変化がよく判つて来た。ここでは洛東，新羅・仏国寺の3統区分がされて来たのであるが，この区分は根本的に改訂された。章基弘は洛東統を切半して洛東統下部を新洞層群と呼び，同統上部と新羅統主部を下陽層群に合体し，その上に楡川層群を置き，新羅統最上部乃至仏国寺火山岩層がこれに属する。これら3層群の堆積盆地は新洞層群の堆積した洛東凹地を出発点として，下陽層群の時代には青松山稜によつて分かれた北の英陽小盆地と南の新羅大盆地となり，この大盆地では八公山線で分断された道平・密陽両地塊上で層序を異にし，都合3様式の層序が認められている。それらの上を楡川層群が被覆しているのである。

慶尚層群の下部は洛東フローラから永らくジュラ紀中期或いは後期と考へ，またはジュラ後期乃至白亜紀前期と考へられたが，同層群が全体として西南日本内帯の後期中生層群と共に白亜層中に収められるようになつて来た。最近梁承栄(1976)の



慶尚盆地の慶尚層群の新旧層序区分とその基盤の変化。I・Vは地変時階
(章基弘，1975，による，Reedman, Um から要約して，I・V時階を補筆)

軟体動物化石の研究から洛東統が，飛驒高原の赤岩層，従つて北九州の脇野層に近い時代のものであることがいよいよ確実になつて来た。

立岩 (1929) の仏国寺統は今日では仏国寺花崗岩統と柳川層群に分割され，成層火山岩をこの層群にまとめ，酸性貫入岩類をこの花崗岩統としている。仏国寺統，或いは柳川層群と仏国寺花崗岩統の上限が第三系の初頭に及ぶであろう可能性については屢々述べられているが，まだその上限の時代を決定する確実なデータは挙げられていないようである。

VII. 新生界

新第三紀層は主に日本海側に散点していて，黄海側では僅かに安州，鳳山に褐炭を含む古第三紀系が知られている。鳳山統は上部始新世を示す哺乳動物化石を産した。立岩は本統を第三系の下段とし，漸新，中新両統からなる中段を長鬐統と呼び，北鮮の龍洞・明川層・南鮮の長鬐，凡谷里層群をそのうちに包括している。上段には中部中新世の延日統と鮮新世(?)の七宝山統があり，第四系として更新世の段丘と冲積地を区別している。

鄭ら (1973) は南鮮新生界の層序を下記の如く改訂している。

西帰浦統		Pleistocene
延日統	浦項層	Pontian
	柔洞層	Sarmatian
	大谷層	Vindovonian
	松鶴洞層 西安層	Burdigarin
陽北統＝長鬐統		Aquitanian

Reedman と Um (1975) の韓国の地質では西帰浦層は上部鮮新統としている。そして済洲島と欝陵島に第四紀の火山岩があり，第四紀層として済洲島に新陽里層がある。また半島の東南海岸に沿ふて6段の海岸段丘が高さ3—130米の間に分布している。その隆起量として東海岸で年1.1—1.4粍が推算されている。勿論隆起量は地塊間で不等であつて，また波曲もしている。亭子里段丘上には厚さ6米の砂礫層があり，12,000年前の堆積物と考へられている。西海岸の Singpeongcheon (新平川) 沼沢地基底の資料から平均して年0.426粍の沈降が，4000年続いていると推測されている。黄海の沈水は氷期後の水面上昇のみには帰せられないもののようである。

VIII. 古生代以降の貫入岩類

貫入岩類のうち南江塩基性岩類は MASAITIS によると古生代中期であるが，金鐘來によるとこの岩類は祥原系と密接に関係し朝鮮系に被われているところがあるので，少くともその一部は原生後期の産物である。それとは逆に金が古生代後期の貫入岩類としている清津岩群と豆満江岩群のうちで，Mは前者を原生後期としている。後者は豆満地域で二畳系を含む古生層群の造山運動と関係のある貫入岩類で，(1) 閃緑岩と斜長石閃緑岩，(2) 黒雲母花崗岩と両雲母花崗岩，(3) 褶曲後に貫入

した花崗岩と花崗斑岩の3相が識別され，これら岩群の年齢として2億2千万年が挙っている。

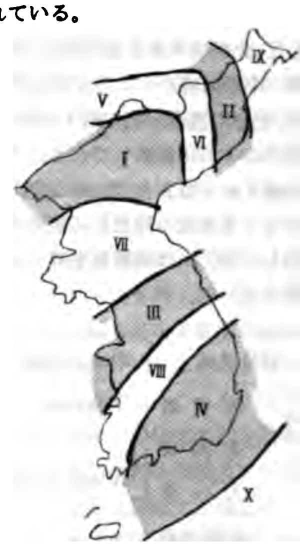
三畳紀には平康アルカリ貫入岩群があり，祥原系が摩天嶺系を貫ぬき，その年齢は1.8—2.1億年を算している。ジュラ紀貫入岩類として端川岩群と呼ばれ冠帽峯一帯に諸小底盤体を形成しているものや，陽徳地方の岩体が挙げられ，前者は150—160 my，後者は143 my と推等されている。白亜紀末乃至第三紀初めに貫入した鴨緑江岩類は鴨緑江流域その他に分布していて，この岩群と端川岩群は嘗って仏国寺花崗岩類として一括されていたものであるという。更に若いものとして豆満地区に会寧岩群と称しているアルカリ性の新生代貫入岩の岩株，餅盤，岩脈等が認められている。

南鮮でも嘗っての仏国寺花崗岩類が現在ではジュラ紀の Daebo（大宝）Granite Series と白亜紀後期乃至第三紀初期の Pulgugsa（仏国寺）Granite Series に2分されている。しかも前者の方が後者よりも遙かに広い面積を占めている。すなわち京畿地塊から沃川地帯を越えて嶺南地塊に分布する所謂仏国寺花崗岩類の殆んど全部が白亜紀の貫入岩でないのである。大宝花崗岩統はシナ方向を長軸とする底盤を形成していて，そのうちに花崗閃緑岩や adamellite が多い。その年齢は133—170 my の間にあり，大約1.6億年である。

仏国寺花崗岩統は主に慶尚南北両道の海岸寄りに分布しているのであるが，その一部は沃川褶曲帯南側に達している。この火成活動は種々の金属鉱床の生成に密接な関係がある。Masan granites はその後期あるいは末期の貫入岩とされている。これら中生代末乃至新生代初の火成岩は嘗ってその噴出成層火山岩層とともに仏国寺統として一括されていたが，後者は既に述べたように柳川層群として識別されている。



南鮮の大宝（アミ）・仏国寺（黒）花崗岩の分布，沃川変成帯（斜線）と同非変成帯（横線）
A. J. Reedman, S. H. Um により，略図化



Masaitis (1964, Figs. 6, 7) の朝鮮地質構造区分
1. 地塊区。I. 狼林，II 冠帽，III. 京畿，IV. 小白.
2. 内陸向斜，V. 鴨緑江，VI. 恵山・利原，VII. 平南，VIII. 沃川。
3. 地向斜—褶曲帯，IX. シホタ地向斜の豆満江部，X. 秩父地向斜。

IX. 朝鮮地質構造発達史

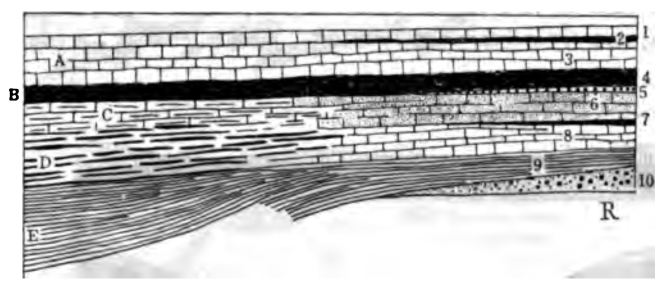
MASAITIS の構造区分(1964)では私の蓋馬平北地塊を恵山・利原地向斜で西の狼林，東の冠帽の両地塊に分けている。そしてこの地向斜は北で急に曲り鴨緑江地向斜となつて西に延びている。この東西走する部分はまさに平北地塊の北側の太子河沈降帯に当っている。この帯では先震旦紀基盤の上に震旦紀の細河統があり，その上に朝鮮系，そして平安系に相当する太子河系がある。朝鮮の25万分一では細河統を朝鮮系に入れているが，少くとも楚山地方で私が観察した限りではこれは間違いであろう。細河統下の遼河系が朝鮮の摩天嶺系に対比されることは多くの学者の一致した意見であった。従って原生代の構造区分としては狼林・冠帽両地塊を分けることに意味がある。しかし震旦紀以降には恵山・利原地向斜は存在しないので，平北地塊を東西に3分する必要はない。

震旦紀から松林変動までの長い期間の間には(1)太子河，(2)平南遼東，(3)沃川の三堆積区があり，地塊区によつて隔てられていた。そしてこれら三堆積区間の最も重要な相異として，平南・遼東地向斜の祥原系は数千米乃至一萬米余の厚層であるのに対して，沃川地向斜ではこれを欠き，太子河・鴨緑江地帯の細河統の厚さは数百米乃至千数百米である。換言すれば震旦紀に太子河帯では小堆積輪廻が，平南帯では大堆積輪廻があつた。最近に至って沃川帯にも震旦系が存在するという説があるが既に述べたようにこの説は未だ確立していない。

朝鮮系は上記の三沈降帯に認められ，その層序は大きく見て下部の陽徳統と呼ばれた砂質・頁岩質相と，主体をなす大石灰岩層からなつている。そして各堆積区内ではその厚さの変化は左程著しくない。太子河帯で約1千米，平南帯で1500—2000米，沃川帯の軸部では2000米を越えるであろうが，他では1500米以内である。

沃川地向斜の朝鮮系層序中で斗囲峰型層序と寧越・聞慶型層序が同時異相の関係にあり両者の化石帯の関係は既存の事実に基いて精密正確に表現することが出来る。(前篇，60(132)頁の表参照)。両系の間では後者が沈降軸部・前者が地向斜南東側の陸縁堆積物で，陸源物質が東南方の嶺南地塊から供給されていたことは寒武系基底部の壮山珪岩や猫峯板岩，そして奥陶系基底部の銅店珪岩や斗務洞頁岩，更に上方の織雲山頁岩の何れもが，白雲山向斜の南翼から北西翼に向つて尖滅する事によって疑問の余地を残さない。更に注目す可き事実は壮山珪岩中に含まれている円礫が寧越郡上東面ではその下に露出する大白山統の岩石と岩質を同じうしている事から，その嶺南山地に由来する事も確実である。寧越・聞慶型層序は黒色頁岩，暗灰色泥灰岩を特色とする岩相で，そのうちには中上部寒武系中に広く interprovincial の分布を有する三葉虫属を含んでいるので，遠海，公海成であることも明かである。平昌型朝鮮系は変質し，化石も未だ発見されず，本地向斜の北西側の状況は詳かでない。

平安系では層序の地域的変化が朝鮮系に比して少なく，南北朝鮮を通じて4統区分が広く採用されて来た。ただ最上部の発達は地域的に大いに異り沃川地向斜の軸部では緑岩統の厚さは3000米と推測されている。



聞慶寧越型(左)と斗囲峰型(右)の朝鮮系層序の関係を示す概念図。
R. 嶺南陸地

A.	永興層	1.	斗囲峰石灰岩	6.	花折層
B.	文谷層	2.	織雲山頁岩	7.	細松頁岩
C.	瓦谷層	3.	稷洞石灰岩	8.	大基石灰岩
D.	磨磋里層	4.	斗務洞頁岩	9.	猫峰頁岩
E.	三方山層	5.	銅店珪岩	10.	壮山珪岩

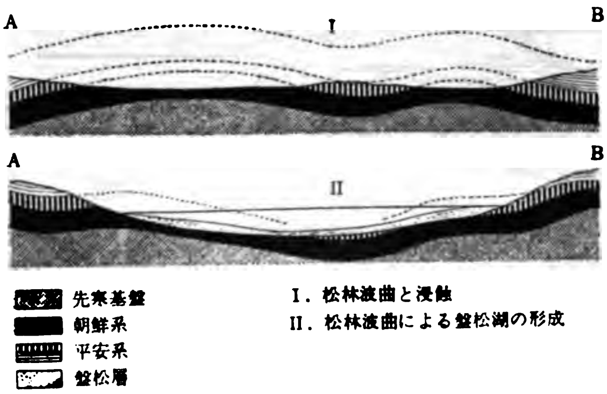
(小林，1966，Fig. 4)

このような南北の沈降・隆起両区の交互配列と異なり，平北蓋馬地塊の東には碧城層群(市村毅，1927)，すなわち満州で豆満層(牛丸周太郎，1932)と呼ばれた上部古生層が存在する。この地層は主に海成で，下限は不明であるが，二畳紀の紡錘虫・腕足介などを産する。私はこの朝鮮，中国，ソ連の3国境地帯に拡がる地域を豆満・綏芬地区と称しているのであるが，その古生層は朝鮮プロパーとは大いに異り，日本群島の秩父古生層，に近いので私は特に注目を喚起して来た（小林，1942,1971参照)。ここでは深入りはしないが，蒙古地向斜と秩父地向斜の会合という点でこの地区は甚だ重要であつて，換言すれば両地向斜は中朝地塊を東から抱いていたのであつて，蒙古地向斜もはたまた秩父地向斜も中朝地塊とは独立した異質の地質区である。すなわち前者は中部シベリアの地塊と中朝地塊との間を東西走するアジア大陸内部の大きな地向斜の intracontinental geosyncline であり，後者はアジアの東南縁，あるいは太平洋の北西縁を走るこれまた，アジア大陸と太平洋との間の大きな地向斜，pericontinental geosyncline である。

平北，平南，京畿，沃川，嶺南等の地塊・地向斜の区分は中朝地塊内部の構造区分であつて，蒙古，秩父などの大地向斜から見ると一次元下の細分である。すなわち中朝地塊は単純均質な地塊ではなく，その東部ではこのように正負の要素が東西に延びて，南北に異質的な部分が交互している。しかもその沈降性の部分では10粁以上の厚い堆積物がある。中朝地塊は簡単なクラトンではないので Heterogen と呼び，私は単一な Kraton (或いは Homogen) と区別した。言い換えれば朝鮮造構史はアジアに発達するこのようなヘテローゲンの地史として，ローンシアのような Mega-kraton ともまた日本群島の秩父地向斜とも異なる地史的発達をして来ているところにその特殊の意義があり，その解明への興味がある。

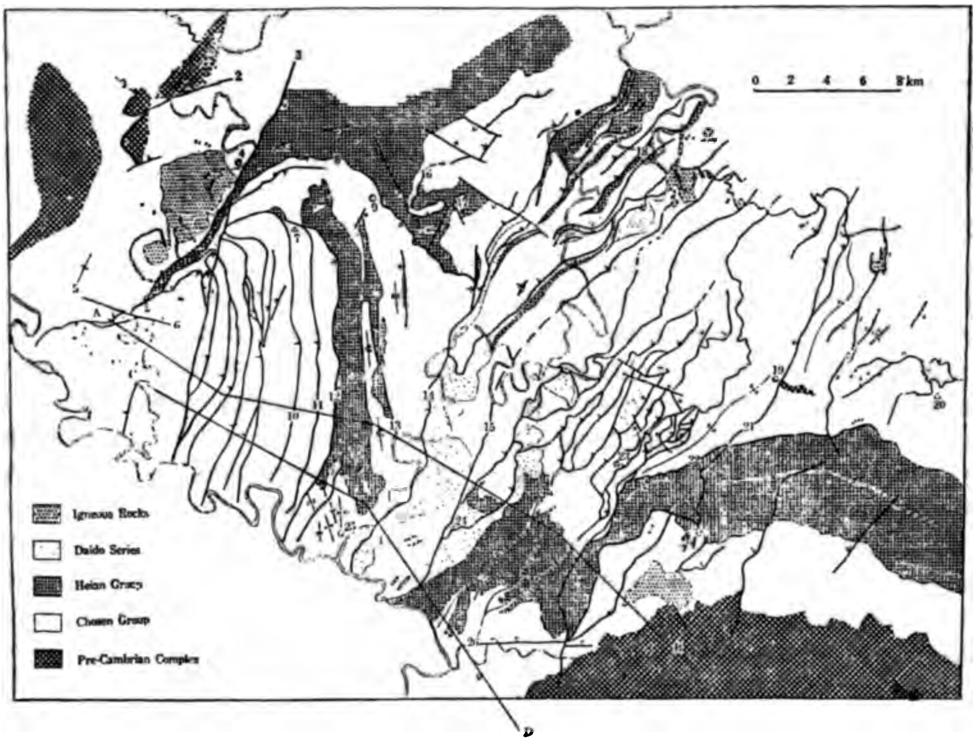
カンブリア紀から三畳紀の中頃までは約250myであろう。震旦紀の年数は詳でないが，仮りに5億年とすると楽浪期はその倍も長い期間となる。その長い期間の間に中朝大地塊の東部で沈降速度の著しく異なる2小地向斜があつた。カンブリア紀以降三畳紀中葉まで3地向斜となる。そして，そのうちの中間期すなわち古生代中葉の約120myほどの間には全中朝大ヘテロゲンが陸化したが大した堆積も浸蝕も起つていないという日本群島では全く夢想もし難い地質現象が朝鮮で起つていたのであり，全中朝ヘテロゲンは750 myの間に大同小異の地史を辿つて来た。そしてそのような地塊中の地質区分が崩壊する第一歩が松林変動であつた。

松林変動は平南地向帯では褶曲運動を生起し，傾斜不整合で示されている。これに反して沃川地向帯では緩漫な波曲である。この波曲が基盤の地塊化運動を伴つていたかどうか，少くとも朝鮮・平安両系がこの時に断層運動の影響を生じた形跡はないようである。兎も角も，平壌四近の大同統や沃川帯の盤松層のみでなく京畿地塊上にも金浦層・藍浦層の堆積盆地が生じている。当時の堆積盆地は沃川帯では聞慶から旌善地方まで追跡され，聞慶では東側の平安系を被ふている。しかし北上して寧越・旌善・義林吉の三角地域では，覆瓦構造によつて北西から南東に九帯が区別され，その堆積盆地を復原すると両側は主に平安系の山地で，主な物質供給地で，中央は主に朝鮮系の大石灰岩層からなつていた。すなわち松林変動で波曲した鞍部が盤松湖の中軸をなし，両側に平安系の山地が並んでいた。西部の平安系は，寧越複背斜の東辺をなすもので，こ



I．松林波曲と浸蝕
II．松林波曲による盤松湖の形成

江原道石灰岩台地西部の松林変動
（小林，崗・久越，1943，学士院記事，19巻）



江原道石灰岩台地西部の地質構造図
（小林・吉村・嵐・深沢，1943，学士院紀事19巻）



江原道石灰岩台地西部の地質断面図

の平安系山地から給供された多量の物質，特に南東に展開する三角洲列を見ると，この複背斜構造の形成が盤松層堆積当時にすでに開始していたもののようである。

この地殻運動は褶曲と衝上によつて寧越複背斜や旌善の覆瓦構造，そして白雲山向斜などを形成した。最北西側の平昌帯の構造は未だ明かでない。

盤松層の厚さは上記三角地域では 400 米以内で下

部の礫岩は最厚140米に達している。丹陽地方では下部の350米は主に礫岩相で，上部の約400米は砂岩頁岩層である。沃川帯西北側の黄江里礫岩層が章基弘の説くように大同統の一員であるとすれば，この造山過程の考察上甚だ重要な資料である。

沃川造山帯は北東の非変成帯と南西の変成帯とからなっているが，両帯に股がる聞慶地区で，中部，東南部の非変成帯上へ変成帯に属する北西側の沃川層群が衝上している。秦木は本系中に石灰岩に富んだ白華山層と石灰岩の少い上乃里層を識別して，前者を朝鮮系，後者を平安系乃至大同統と考へ，この側では2者が衝上を繰返して衝上重畳を形成し，全体として大きく変成帯が非変成帯上に衝上しているものと解している。

沃川変成帯の沃川変成岩を原生界とする金玉準はその堆積当時の古沃川地向斜から朝鮮系，平安系の広く分布する新沃地向斜へと発展して行ったと説いている。沃川系の先寒説を持している REEDMAN と UM も朝鮮・平安両系は古沃川向斜中の沃川系を overlap して新沃川系地向斜の古い基盤上を被ふているという。そして大宝変動後に沃川変成帯では朝鮮・平安両系が大きく削剝されたであろうと考へている。沃川変成帯とその沃川非変成帯との関係についてはまだ解明さる可き重要な問題を残している。

そこで重要な問題は沃川造山の時期である。私が1953年に「南鮮の地質一特に江原道石灰岩台地について」の論文を書いた時には，この地殻変動は盤松後で新羅前，すなわち大白山東方の赤角里，高基両層の堆積前であり，勿論これらの堆積に続く仏国寺火成活動前であるので，これを北鮮の大宝変動と同時代のものとした。然し最近の成果として嘗っての仏国寺花崗岩はジュラ紀中期乃至中後期の大宝花崗岩と，白亜後期乃至古第三紀の仏国寺花崗岩とに識別された。現在でも沃川非変成帯南西端部の丹陽・聞慶地方には仏国寺花崗岩類の不整合貫入体があり72—90my が測定されている。しかし同非変成帯北東端部では中峰山先寒地塊の北東・北西両側に大宝花崗岩があり，ジュラ紀の片麻岩状花崗岩と漸移している。それのみならず同非変成帯北部の旌善・平昌附近にも大宝花崗岩の小露出があり，これらはみな褶曲構造とは明かに不整合である(韓国地質図，20万分一三陟，春川，大田図幅，1973)。従ってこの造山運動は明かに大宝花崗岩貫入前であり，同花崗岩貫入期は133—171my で大約160my，すなわちジュラ中期乃至中後期とされている。

次ぎに盤松層の時代であるが，川崎によれば大同フローラの時代はライヤスである。然りとすれば問題の造山期はライヤス後期乃至ドガー前期を頂点としたことになる。しかし乍ら東亜の所謂レトリアス型フローラの時代はカーニック乃至ライヤスであり，特に大同フローラの如き内陸盆地のフローラに就いてはヤブレガサウラボシ科の種属もあまり時代決定に役立たない。それ故動物化石を検討しなければならないのであって，大同統が二枚貝・魚などを産することは判っているが，しかし未だ研究されていない。ただエステリアのみが研究されていて金浦・藍浦の大同統はノーリックまで降り得る可能性を指示している(小林,1954)。しかしまだ盤松層からはエステリアが発見されていないし，また平壌地区の大同エステリア中には三畳紀後期に特徴的なものは見出されていない。従ってここでも大同統の時代の下限は未定である。しかし松林変動がここでは主要時階であり，その時代は太子院後で三畳紀であったことは疑なく同紀の中期または後期である。平南造山帯では陽徳花崗岩が143my，すなわちジュラ紀後期とされている。ここでは大同前に松林大変動があって，その後に大同統が堆積した。はたしてこの地方の大宝変動が陽徳花崗岩前であったであらうか，平壌炭田では，先きに褶曲を伴う衝動があり大同統が堆積し，後に褶曲を伴はない衝動或いは古い地層が新しい地層上を滑り上る滑動が起っている。そしてその後に大宝層が堆積したが，同層は新羅統に対比する可きもののようである。陽徳花崗岩が不整合貫入をしているところから見ると，平壌炭田地方の滑動を生じた大宝変動も亦ライヤス末またはドガー初めの運動ではあるまいか。

朝鮮では大同統と洛東統との間に大きな層序の欠けた部分がある。エステリアで見ると，クキタンガ組は東亜では大きく欠けていてトランスバイカルに知られているのみであるが，ジュラ紀後期

の熱河組，すなわち魚類ではリコプテラを産する地層は鮮内では鴨緑江近辺に，例外的に存在するに過ぎない。このジュラ紀中期—後期に股る大きな浸蝕期は松林—大宝変動とこれに関連する大宝花崗岩類の貫入，底盤の形成による広範囲の隆起の結果であろう。朝鮮はこの深成作用によつて過去の地塊，地向斜の別なく広くクラトン化されたので，これを転機として大クラトンの崩壊の過程を辿ることになるのである。

ジュラ中後期の広域隆起の南限を大宝花崗岩統の分布から見ると，ほぼ嶺南山地と対馬盆地の境を走つている。勿論古い嶺南地塊はこの境界よりも南東に展開していたのではあるが，この広汎隆起と相反的にその南縁部が沈降部した。その沈降が波曲的に沈降したのか，それに断層を伴つて沈下したのかその辺は今後の研究課題として，兎も角もそこに洛東凹地を生じ新洞層群が堆積した。このジュラ紀末・白亜紀初頭の洛東凹地誕生は，その時期から見て西南日本内側の大賀造山と近かい時期であるので，日本側の圧縮と背後地といつても北西側に偏して位していた嶺南山地の展開に結び付いていたかも知れない。

その後南鮮側では，八公山線に沿ふ地塊化と同時に青松（または義城）の楔以北が陥没して新に英陽盆地を形成した。下陽層群がそれらの凹地に堆積したが，同層群の中下段との間にも何等かの地塊運動があり，下陽層群の上段は密陽沈降地塊に於いてのみ最後まで堆積が続いた。すなわちここでは，新洞前・下陽前・下陽中および下陽後の少くとも四回の地塊運動が繰返され，その後に柳川火山岩統がその上を被覆した。特に密陽区では，下陽層群の主部が新羅礫岩で２分され立岩はこれを新羅統の基底礫岩としている。この礫岩相の発達から見てこの頃にも運動があり都合５回の地殻運動が識別されるであろう。

現在新洞層群と下陽層群下段が洛東統に，そして新羅礫岩以上の下陽層群と柳川層群の一部が新羅統に対比されているのであるが，対馬盆地外にも新羅統とほぼ同時代とされている地層がある。沃川変成帯の鎮安統・非変成帯東部の赤角里 高基両層・黄海道兼二浦・載寧地域の所謂上部大同系，平壌炭田地方の大宝層などは新羅統乃至夫れに近い時代の地層である。平壌炭田では大宝層は北東と北西方向の断層群に切られている。載寧江地帯では新羅後北北西方向の安岳大断層を生じている。この地方では鳳山炭田の始新統が断層角盆地を形成しているのでこのような断層運動がその後も繰返されたことは明かである。

大白山地方では咸白山断層以東に新羅統が分布している。下部に赤角里層と呼ぶ赤色岩層があり，上部に高基層という白色凝灰岩がある。これらの地層は緑岩統およびそれ以前の地層からなる褶曲山地の窪みをうずめている。ここには盤松層は分布していない。この新羅統は仏国寺火山岩に被はれ，また同火成岩は新羅統を切る断層に沿ふて貫入している。

朝鮮では白亜系と第三系との間にその分布に於いて著しい違いが認められる。そしてその東西の相異は時代のみでなく層相・層厚・火成活動との関連に於いても見逃し難い。黄海側には古第三系のみが，僅かに鳳山，安洲などに存在し，何れも非海成の薄い小盆地堆積物である。他は日本海側に散点する漸新統以上の地層で，ここには海成相を伴い，また火山岩相も発達している。第三系は北では吉洲・明川地方・南では迎日湾地方に可なり広い分布を示している。例外的に蓋馬台地の南縁に位する合水盆地は海抜千米の高位にあるが，ここにも湖沼成の第三系が僅かに残存している。この台地が日本海に面する急斜面には所謂咸鏡系の断層列があり，そのうちには衝上，逆断層もあり，変位を繰返している。吉州明川の地溝や七宝山地塁はこの系統の断層運動の産物である。

小藤は朝鮮の半島部の東海岸と平行に走る大白山変位線によつて脊稜山脈が隆起したと考へた。この問題を検討するには大白山地方東部が特に重要である。ここには大白山の東側をほぼ南北に走る一大断層があり，咸白山断層と呼び，その落差は1500米以上と推察されている。この断層の東にはこれと交わる断層網があり，断層に沿うて花崗斑岩が貫入し，また石英斑岩が噴出している。これらはこの地域の新羅統の堆積に続く仏国寺火山活動の産物である。ここで非常に興味のあるのはこのあたり一面に老年初期とも云ふ可きのっぺりした地形が山頂に拡がり，切峯面を作ると咸白山

断層を初め，東部の断層網も私が六百山面と呼んだこの波状面に切られているのである。

私は嘗って江原道の石灰岩台地を幾度か訪れたのであるが，ソールから来ると黄海側の幅広い低位平坦面は花崗岩類の広い面積を占めているところでは特に平坦で広々としているので，その典型的なところに因んでこれを驪州面と名づけた。忠州・原州のあたりでこの低位平坦面は東方山地を蛇行する漢江沿いに次第に低位段丘から高位段丘に移って行く。例へば朴達嶺はこの低原と山地との境に立つていて，将さに壮年期の地形をしているが，東すると高位平坦面があちこちに残っている。小藤の山岳論の附図に示されたコースで見ると小藤も平昌から江稜に抜けているのであるが，大関嶺の峠に立てつ見るとこのあたりののっぺりした波状面と対称的に東の急斜面が展開し，日本海側の急峻な河谷の head erosion が六百山面を強力に破壊しているのが看取される。ここから下山して東海岸に出るとここには海岸段丘が見受けられる。

朝鮮では準平原は出現しなかつたが，大白山東部の地史の示す断層運動・地塊化・仏国寺火成岩の貫入・噴出などのあった後に未完準平原が出来た。それは数百米の間のゆるやかな波状面であつたが，東に偏した軸を持つ非対称的地背斜隆起を生起して，その両側から浸蝕が回春し，西方に広い驪州面を東方に狭い嶺東面を形成した。

吉川虎雄は西の平坦面を下位から忠州，堤川，下珍富，大関嶺の4面に解析している。このように地背隆起は幾度も繰返された。高位の六百山面は咸白山断層東側の六百山附近で海抜1000—1250米の高さに分布し，そこには仏国寺火成活動もそれと関連する地塊運動も全く表現されていない。六百山の西でこの高位面を五十川が切りこんで深い渓谷を作り，その head erosion が黄池里に接近しているが黄池里あたりの河は今もなお緩やかな洛東江の上流である。

五十川の河口に近く三陟の中新統がある。小林国夫によると三陟の上部中新統には三角州相と湖成相とがあり，この附近の六百山面形成後の堆積物としては最古のものであるが，ゆるやかに波曲しているのみである。断層では切られていないがその西壁は断層崖または断層線崖で限られているものの如く，また他の地域では第三紀中葉に断層運動が起っている。これらの事実を綜合すと第三紀中葉以降に非対称的な地背隆紀が繰返され，一部では断層を伴い，半島の両側から浸蝕の回春を生じて驪州・嶺東の東西の低位面群を生じたと考へられる。

斉藤林次(1959)によると六百山面は東満山地の牡丹江流域まで拡つている。蓋馬台地の南縁には中村の紹介した見事な赴戦嶺の高位平坦面がある。そしてこの台地の大規模な tilting にはその南壁の咸鏡系の断層運動が密接に関与している。何れにもせよ六百山面は朝鮮の地形発達史の出発点で，この面は仏国寺期以後の平穏な古第三期の陸化浸蝕期の産物であろう。

X. 朝鮮地史探究史の随想

1886年のゴッチェの朝鮮地質素描を発端とする朝鮮地質学史は今や齢90を数えるが，その3分の1強が pioneer workers のつくた前史であるとすれば，次ぎの地調・燃研時代の中史が3分の1弱で，両者併合後の3分1が後史に当ることになる。前中史に就いては立岩の鉱産誌朝鮮之部中の記事や，氏の近著が夫々その通史と資料の類聚として貴重な文献である。後史中では我々のアフターサービスとして東亜地質鉱産誌編輯委員会が1950年本協会所属として発足して以来20年間活発に活動して解散した。この間に韓国では地質調査機関が図幅調査，資源調査等に多くの業績を挙げている。また地質学会も設立され，そのプロジェクトとして大白山地方の地質と説明書が編纂された。多数の官学私学に地質学科があり，教育と研究に於いて立派な成果を挙げている。朝鮮人民共和国の最近の地学的進歩は私には不明であるが，手元の10年程前の文献から見ても多くの成果が出ているものと想像される。

朝鮮の地質に接して以来私自身も半世紀になる。その主題は江原道の地史と朝鮮系の生層位学ではあつたけれども，副題としてその他の時代の化石や若干の地質，地形の問題も取扱つた。その為に鮮内のみならず満洲まで可なりあちこちを飛び廻つたが，特に江原道へは幾度か足を運んだ。

最近30年は専ら室内作業で，先きの20年に劣らぬ著作を発表することが出来た。朝鮮地史に関する私の興味は東亜地質と寒奥両世界を通じてであつて，今もなお興味を持ち続けていて昨年も１～２の短報を書き，今春も早々と Manchuroceras に就いての研究結果を古生物学会で発表した(1977)。本著も亦その熱意の表現で２近著の紹介に筆を起して，ゴッチェ以来の探究史のうち特に後史に重点を置いて書き連ねて来た。

朝鮮の地形発達史については朴魯植の土地利用を目的とした平坦面の分析その他少数の文献に接しているのみで，殆んどこの問題には触れることが出来なかつた。しかし層序論とそれに基く造構史に就いては手元の資料について，主に南鮮関係ではあるが，若干の考察を試みた。南北朝鮮の別なく特に目新しい新知識としては絶対年数の測定で，その結果変成岩類や火成活動の年数が判つて来たことである。変成岩の年齢が判つても変成岩系の層序を確立するまでにはまだ余程の労作が必要であろう。火成活動のうちで，過去の仏国寺花崗岩類がジュラ紀と白亜紀の２時代に識別された事は大成功で，造構史に対して重要な意義を持つている。図幅調査の進展に伴つて，層序・層相・層厚の地域的変化が分明し，また未詳岩層についての新事実も蒐集されて来た。前者に於いては慶尚盆地の地史的変遷が特に私にはその基盤運動を反映している点で興味深く感ずる。後者としては沃川問題に対して種々の解釈が与えられ，南鮮地質論争の１焦点と云へよう。

江原道を中心として朝鮮・平安両系間の中間層の問題は丹陽地方のデボン紀型珊瑚の報告がすでに疑問を投じていたのであつたが，今日では紡錘虫と共存する紅店統の化石層に外ならない。義林吉・旌善両地域の中間層問題中で，前者は以前から奥陶紀化石産地のあるところであり，後者では平安系直下の朝鮮系のトップから中部奥陶紀のコノドントが発見された。寧越型朝鮮系については，多数の寒奥両紀化石が記載済であり，その下に聞慶地方のレドリキア層の来ることも，磨磋里層や永興層の相当層が化石で実証されているので，疑問の余地のないところであるが，コノドントでも同じように寧越型朝鮮系の時代が出て来るので地層を化石で同定するというスミスの第二法則は朝鮮でも層位学上の鉄則であつた。三方山層の中部寒武紀の三葉虫がクリッペン状に文谷層，磨磋里層の奥陶紀，上中部寒武紀化石リストの上に乗つている化石表(立岩372頁)は専門家にはまことに奇妙に感じられることであろう。沃川系の探究於いても寒奥化石の新発見はその鑑定に過ちのない限り無視したり曲解したりしてはなるまい。

所謂仏国寺火成岩類中に大宝花崗岩と仏国寺花崗岩の２統が区別されたことは朝鮮地質上で画期的な進歩である。それによつて朝鮮造山史は見改められねばならないであろう。これまでは松林変動は秋吉時階に，大宝変動は大賀時階にほぼ近い時代のものと私は考へていた。しかし，この両変動は共に大宝花崗岩貫入前の出来事で，共に時期的には日本の秋吉時階乃至飛騨時階に相当し，明かに大賀時階よりも一段古い造山運動となる。そして大宝貫入によつて全鮮は固化し，地塊化への転機となつた。従つて北鮮の松林褶曲は南鮮の波曲，北鮮の滑動は南鮮の褶曲，そして両者の中間期の大同・盤松両層の堆積という関係になる。陽徳花崗岩は大宝花崗岩統の１員に外なるまい。

このようにして剛塊化した中朝地塊の南東隅が大宝貫入後に崩壊し初め，洛東凹地を嶺東地塊区中に生じ，その後地塊運動が繰返され仏国寺花崗岩統が貫入する。それと前後して大白山変位線の断層運動を生じたであろう。その後平坦化が進み未完準平原を生じ南鮮では非対称的地背隆起が繰返されたであろう。北鮮では恐らく古第三紀末以降に蓋馬台地の傾動があり，そのフロントに地溝・地塁を生じた。小藤の所謂竹嶺嶺地溝の生成もこれと一連の地塊運動であろう。

拙者佐川造山輪廻(1941)中に私は日本海をめぐる三辺の比較層序論から日本弧は本来大陸に接近していたが，西部が南下を繰返して，そこに日本海が展開したであろうことを示唆した。豆満綏芬地区の層序が秩父古生層や稲井統・美禰統などのそれと密接であることがその重要な論拠である。ジュラ紀以降の地層でも両側間に関係はあるが，相異性が共通性を次第に凌駕して来る。少くとも平安系までの層序は日本のものと著しく異つている。これに反して Trigonioides の分布は豆満綏

芬地区を頂点として慶尚道から北九州，飛驒高原を底辺とする非海成生物区が白亜紀に日本海西部にすでに存在していた証拠である。白亜紀末から第三紀初にかけて半島東岸の形成から初まり，第三紀中葉には北鮮東部の南岸が出来て来て日本海のこの部分の輪廓が出来上つて来る。中新世の海棲介化石は当時の朝鮮半島の北東部と南部の輪廓が今日のものにかなり近似していたことを物語つている。このようにして日韓の地史的関係を辿つて来ると Trigonioides の発祥地ともいうべき対馬盆地はどのような東方輪廓を持つていたであろうか。この盆地の消滅と不可分の関係のある仏国寺花崗岩統は将して西日本の中国大底盤と如何なる関係を持つているのであろうか，何れにもせよ中新世には古黒潮の分流が北鮮の海岸を荒い，親潮の分流が対馬海峡底を南下している。金沢以西の中新統中に産するタコベネは当時すでに今日の如くこの沿海に群生していて寒風に会つて急死埋没したのであろうと思はれる (1956)。

朝鮮半島で寒武紀以降の地史的記録が最もよく揃つているのは大白山地方である。その意味でこの地方は平壌四近にも優る朝鮮地史探究の要である。私は卒論としてこの地方を選び,東亜・満鮮の地質と地史に自らの目を開くことの出来たことを喜んでいる。大正末に初めてこの地を踏査した時私はまず京城で旅装の一部をととのえ，堤川で一泊して寧越に着き,ここで白米その他を用意した。それから2泊3日目に白雲山南側の層序を見ることが出来た。この時は上東面の作業を終えてから黄池里を経て南下して石浦里からバスで春陽に出たのであるが，採集資料は総べて人夫を雇つて石浦里まで運ばねばならなかつた。その後この地方の旅は次第に便利にはなつたが，地形図の不正確なのには最後まで当惑させられた。しかし露出は非常によくて銅店不整合や公須員衝上など夫々のポイントをつかんで写真で紹介することが出来た。

江原道その他初期の調査には多くの場合許丙斗君または他の地質調査所の所員が同行して呉れた。学生の卒論指導に行つた頃には奥地までトラックが通い余程便利になつていたが，吉村・嵜・深沢・青地・久越らの諸君はよく骨折つて立派な成果を産み，地質学雑誌に掲載された卒論が REEDMAN と UM の Geology of Korea に引用論文として挙つているように不朽の遺業を残している*。私の卒論当時には朝鮮地質の先覚小藤文次郎先生は御健在で私は激励を受けた。また平安大同両フローラの権威者川崎繁太郎博士は当時所長の現職にあり調査の援助をおしまれなかつた。江原道地質の開拓者京大中村教授を初め，山成・棗木両技師には現地調査に対して切実な助言を私に興へられ，特に棗木技師からは多量の化石資料が提供された。また鴨緑江地方の調査には金鐘遠君が同行した。その後南鮮再調査には吉村一郎，嵜由之・深沢恒雄・青地乙彦，久越貞孝ら有能な諸氏が参加したが大成せずして夭折したのは私に取つて反すがえすも残念である。私自身の朝鮮地質探究半世紀を省みて，この研究で御世話になつた人々は数へ切れないのであるがそれらの方々への感謝に併せて，既に物故した諸先輩，同学の士等の冥福を祈つて擱筆る。

* RとMの著には約130の朝鮮地質の論文が挙げられ，その半分弱が約30人の邦人の論文であるが，そのうちで6人の7論文は東大の卒業論文の結果を地質学雑誌に寄稿したものである。

文献

詳しくは植村・坂本 (1969, 76)，立岩 (1976)，KOBAYASHI (1967, 69) を参照.

植村癸巳男・坂本峻雄 (1969, 76)：東亜地質鉱産誌編集委員会，地学雑誌，78, 85巻.

小泉斉，(1976)：カンブリア紀三葉虫採集記—韓国慶尚北道聞慶，江原道寧越，地学研究，27巻，4-6号.

小林貞一 (1930)：満鮮の朝鮮系及び震旦系の三型式と秦嶺——京城線の意義について，地質学雑誌，37巻.

——(1930)：下部大同層基底の不整の合義，同上，37巻.

——，(1931)：朝鮮半島地形発達史と近生代地史との関係についての一考察，地理学評論，7巻，7-9号.

——・金鐘遠 (1931)：鴨緑江南岸地域に点在せる古期岩層の層序学的研究，地学雑誌，43巻.
今野円蔵，(1928)：平壌炭田西縁部の地質と構造，地質学雑誌，35巻.
斉藤林次 (1939)：満洲北東部に於ける高位平坦面と夾炭含金第三紀層との関係，満洲大陸科学院地質調査所要報 6 号.
棗木卓二，(1940)：三陟無煙炭炭田，朝鮮炭田調査報告，14号.
多田文男，(1971)：朝鮮半島の地形研究史の一端，地理，16巻，11号.
立岩巌，(1952)：朝鮮に於ける地質研究の歴史，東亜地質鉱産誌，1 巻，朝鮮の部.
——，(1976)：朝鮮—日本列島地帯地質構造論考——朝鮮地質調査研究史——東大出版会.
中村新太郎，(1924)：朝鮮の奥陶紀層に関する現在の知識，地球，5 巻 4 - 5 号.
——，(1930)：朝鮮の自然地理—特殊地形，日本地理大系，朝鮮篇.
山成不二麿，(1926)：江原道の鱗片構造，地理学評論，5 巻 2 号.
CHANG, Ki Hong, (1966) : Stratigraphy and Sedimentation of Naktong Subgroup (Lower Cretaceous), Gyeongsang Province, Southern Korea. *Jour. Geol. Soc. Korea, v. 2, no. 1.*
——, (1968) : An Introduction to the Stratigraphy of Gyeongsang (Kyeongsang) Group, Gyeongsang province, Southern Korea. *Ibid. v. 4, no. 1.*
——, (1971) : History of Ogcheon Geosyncline. *Ibid. v. 7, no. 4.*
CHEONG, C. H., LEE, D. S., Um, S. H., CHANG, K. H. and KIM, H. M., 1973, A Study to establish the Chrono-stratigraphic Units in Korea.
CHOI, Sung oh (1963) : On the collection of Cambro-Orbovician fossil faunas of Kangwon province. *Geol. Surv. Geol. Rep. Coal-fields, no. 4.*
CHOI, Yuku et al. (1962) : Report on the Geology and Mineral Resources of the Taebangsan Region for the Geological Survey of Korea. Geol. Society of Korea.
GABERT, C. H., STOPPEL, D. and VINKEN, R. (1964) : Conodonts from the Palaeozoic of the Taebangsan Area, Republic of Korea. *Geol. Surv. Korea, Bull. no. 7.*
Geological Investigation Corps of Taebangsan Region, Geological Society of Korea, (1962) : Geological Atlas of Taebangsan.
KAWASAKI, S., (1926) : Geology and Mineral Resources of Korea. Geology and Mineral Resources of the Japanese Empire, Part 2.
——, (1927) : Mesozoic formations and diastrophism of Korea. *Proc. 3d Pan. Pacific Sci. Congr. Tokyo, 1926, v. 2.*
KIM, Jongrai, (1967) : The Geology and Useful Mineral Resources of Korea. *The Korean Science Information, v. 4, no. 3.*
KIM, Ok Joon, (1975) : Evolution of the Okchon Orogenic Belt Inferred from the Structural Viewpoint. *Proc. International Symposium commemorating the 30 th Anniversary of Korean. Liberation.* National Academy of Sciences, Republic of Korea.
——and LEE, Ha Young, (1973) : The Stratigraphy and Geologic Structure of the Great Limestone Series in Kangweon-do, South Korea. *Jour. Nat. Acad. Sci. Republic of Korea, Nat. Sci. Ser. v. 12.*
KOBAYASHI, T. (1933) : A Sketch of Korean Geology. *Am. Jour. Sci. v. 26.*
——, (1942) : On the Climatic Bearing of the Mesozoic Flora in Eastern Asia. *Japan. Jour. Geol. Geogr. v. 19.*
——, (1956) : A Palaeo-Meteorological Interpretation to the Occurrence of Argonautinae in Province Kaga, Central Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr. v. 27.*
——, (1967) : Geology of South Korea. *Geology and Mineral Resources of the Far East, vol. one.* Univ. of Tokyo Press.
——, (1969) : Geologic Structure of North Korea and South Manchuria. *Ibid. vol. two.*
——, (1971) : The Mammo Group of the Mongolian Geosyncline. *Ibid. vol. three.*
——, (1975) : Upper Triassic Estheriids in Thailand and the Conchostracan Development in Asia in the Mesozoic Era. *Geology and Palaeontology of Southeast Asia, v. 16.* University of Tokyo Press.
——, (1976) : On the relation between the Lower Ordovician Trilobites and Conodont Horizons. *Proc. Japan Acad. v. 53, no. 6.*

[illegible] South Korea with Notes on the Manchuroceratinae and the [illegible] Palaeont. Soc. Japan, N. S. no. 15.

[illegible] (1973): Discovery of Archaeocyatha from Hyeonsan [illegible] Choseon System and its Significance. Jour. Geol. Soc. Korea [illegible]

[illegible] Conodonts from the Dumugol Formation (Lower Ordovician), South Korea [illegible]

[illegible] Conodonten aus dem unteren und mittleren Ordovizium von Nordkorea. Palaeontographica [illegible] Band 150

[illegible] Geology of Korea

[illegible] Stratigraphy and Tectonics of the Syogen system in Central Kokaido. [illegible] Rep. Geol. Min. Inst. Kyoto Imp. Univ. [illegible] 2

[illegible] and [illegible] 1957 Studies on the Geologic Structure of the Pyeongyang Coal Field, Korea

[illegible] (1957) Geology of Mungyong Coal-field. Coal-fields of the Republic of Korea, [illegible] U. S. Geol. Surv. Bull. 1041-C.

[illegible] and [illegible] Sang Ho (1975) The Geology of Korea. Geological and Mineral Institute of Korea

[illegible], KIM, Hyung shik, PAIK Kwang ho & LEE, Myung hwan 1969. Geologic [illegible] of [illegible] Area. Jour. Geol. Soc. Korea, v. 5, no. 2.

[illegible] Ho, KIM, Sung Soo, and KIM, Sung Woo (1966): Geology and Coal Resources of [illegible] Coal fields. Korea Geol. Surv. Geol. Rep. Coal-fields, no. 6.

[illegible], Seong Young, (1967) On Fossils from the Gyeongsang Group, especially on some of the Molluscan Fauna. Jour. Geol. Soc. Korea, v. 12, no. 1.

Place Names

[illegible]	[illegible]	Gangneung	江陵
[illegible]	[illegible]	Geongsuwon	公須員
[illegible]	[illegible]	Geumcheon	黔川
[illegible]	[illegible]	Gimpo	金浦
[illegible]	[illegible]	Gobangsan	高坊山
[illegible]	[illegible]	Goseong	古城
[illegible]	[illegible]	Gyemeongsan	鷄鳴山
[illegible]	[illegible]	Gyeonggi	京畿
[illegible]	[illegible]	Gyeongsang	慶尙
[illegible]	[illegible]	Hambaek	[illegible]
	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]		[illegible]	[illegible]

Janggi	長鬐
Jangsan	壮山
Jangseong	長省
Jeongjari	亭子里
Jeongseon	旌善
Jigunsan	織雲山
Jikdong	稷洞
Jinju	晋州
Jirisan	智異山
Joseon	朝鮮
Machari	磨磋里
Machollyong	摩天嶺
Maggol	幕洞
Manhang	晩項
Milyang	密陽
Mungog	文谷
Mungyeong	聞慶
Murihuri	文周里
Myobong	猫峰
Nagdong	洛東
Namdaecheon	南大川
Nampo	藍浦
Nangrim	狼林
Nogam	緑岩
Ogcheon	沃川
Palgongsan	八公山
Pirangdong	飛浪洞
Pyeongan	平安
Pyeonhae	平海
Pyeongnam	平南
Pohang	浦項
Ryeongnam	嶺南
Totamni	都呑里
Sadong	寺洞
Sambangsan	三方山
Sangweon	祥原
Seogwipo	西帰浦
Seosan	瑞山
Silla	新羅
Sindong	新洞
Sinpyeongcheon	新平川
Sobaegsan	小白山
Songjin	城津
Songnim	松林
Taebaegsan	大白山
Yangbug	陽北
Yangdeog	陽徳
Yemi	礼美
Yeoncheon	漣川
Yeongdeong	永同
Yeonghae	寧海
Yeongil	延日
Yeongweol	寧越
Yeongyang	英陽
Yonghwasan	蓮花山
Yucheon	楡川
Yulri	栗里
Wagok	瓦谷
Weonnam	遠南

地名表の作業には馬山師範大学呉建煥助教授の助力を受けたことを記して同氏に感謝する。

Our Knowledge, from Past to Present, on the Geological History of Korea

Teiichi KOBAYASHI

Résumé

This article consists of ten chapters ,*viz.* (1) two new publications on the geology of Korea, (2) development of Korean geology, (3) Pre-Cambrian stratigraphy, (4) the Joseon (i. e. Chosen) group, (5) the Pyeongan (Heian) group, (6) Mesozoic formations, (7) Cenozoic formations, (8) Palaeozoic and later intrusive rocks, (9) geotectonic development of Korea and (10) reminiscence of research in geologic history of Korea.

Tateiwa published "History of Geological Research in Korea," 1956 and in 1976 a compilation of reviews of Korean geological publications before 1946. Prior to this the present author wrote "Geology of South Korea etc." in 1953 and "A Contribution to the Geotectonics of Noth Korea and South Manchuria, " in 1954, revised the former, 1967 and the latter, 1969 and printed in *Geology and Mineral Resources of the Far East, vols. one and two*. Among foreign publications are three on the similar subject as follows:

V. L. Masaitis,: Geology of Korea, 1966.

Kim Jongrai: The Geology and Useful Mineral Resources of Korea, 1967.

A. J. Reedman and Um Sang Ho: The Geology of Korea, 1975.

Carl Christian Gottsche (1855-1909), Bunjiro Koto (1856-1935) and Hisakatsu Yabe (1878~1969) are pioneers respectively of geology, geotectonics and palaeontology of Korea. The history of research in her geology may be divisible into the 1918 and older age of reconnaissance survey, the age of the Geological Survey of Chosen and the Fuel and Ore Dressing Research Center, 1918-1945, and the age since the two organizations have been unified in 1946.

The Pre-Cambrian geology was greatly advanced in the third age with an aid of geochemical chronology. The stratigraphy of the Ogcheon (or Yokusen) metamorphic group is now a subject of moot discussion in South Korea. The Joseon group is the best zonated unit in Korean stratigraphy. The author's conclusion that the group of the Duwibong (Tsuibon) type is heteropic from but synchronous with the group of the Mungyeong-Yeongweol (Bunkei-Neietsu) type is now quite warranted by macro- as well as micro-palaeontology. (See fig. p. 60 (132) in part 1).

In 1962 the Jeongseon (Seizen) limestone and a few other strata of the Taebaengsan region were presumed by certain geologists to be Middle Palaeozoic. but without fossil evidence. Subsequently this misunderstanding was, however, rectified by the discovery of Middle Ordovician conodonts in the limestone and other facts. Lately Carboniferous fusulinids were found in the limestone near Danyang whence the so-called Devonian type corals had been reported.

Recently the Cretaceous stratigraphy of Southeast Korea was largely revised by K. H. Chang. In his new classification the Naktong series was bisected and its upper part was combined with the Silla series into the Hayang group, because the Naktong trough in which the Sindong group i.e. lower Naktong series was accumulated was closed and the Hayang group was deposited in the large Silla basin beside the new small Yeongyang basin where the former's basement was divided into two blocks at the entrance of the Hayang age. Furthermore, the Pulgogsa series by Tateiwa was spilitted into the Yucheon volanic group and the Pulgogsa granite series.

Two extraordinarily important conclusions are that the Pulgogsa granites should be divided into the middle-upper Jurassic Daebo granite series and the late Cretaceous-early Tertiary Pulgogsa granite series s. str. and that the Daebo granites are extensive to the north of the Sobaegsan-Taebaegsen region and elongated in the Sinian trend whereas the Pulgogsa granite series which is restsicted to the south of the Gyeonggi massif is

less extensive in Southeast Korea and reveals no Sinian elongation.

Previously the Songnim and Daebo phases of crustal movemets were considered older Mesozoic (middle Triassic-Liassic) and younger Mesozoic (late Jurassic-early Cretaceous), but besause the Daebo granite intruded into the non-metamorphosed Ogcheon folded belt discordantly, as indicated by Reedman, Um and others the Daebo orogeny should be Liassic or older in age. The Pyeongan and Ogcheon zones and three massives alternately disposed with them in the Korean part of the Chungchao massif or Heterogen was totally consolidated by the grand Daebo granitic batholith.

The Touman-Suifung area is just at the junction between the Mongolian and Chichibu geosynclines which embraced the Koreo-Chinese Heterogen. The tectonic import of the Heterogen is quite different from these intra- and peri-continental megageosynclines. Therefore the relation of the Heterogen to these Megageosynclines is a fundamental tectonic problem for the part of Eastern Asia.

書評と紹介

牧口常三郎著：人生地理学，昭和51年，第三文明社

第5版，1,184頁，定価15,000円

今を去る73年の明治37年，地学雑誌181号に小川琢治博士は「人生に及ぼす地理学的影響（牧口常三郎君著人生地理学の批評）」と題して本書を紹介し，「其渉猟の該博其着想の斬新其論断の妥当，亦た滔々たる操觚者流の及ぶ所に非ざるに服せり」と賞賛するとともに，地理学の定義について問題点を論じている。

人生地理学が世に問われたのは明治36年すなわち日露戦争の直前である。北海道師範学校の教諭を辞めて上京した著者は，多年書きためた二千枚の原稿をたずさえて志賀重昂博士の門をたたいたのであるが，32歳の若き著者の志に感じた博士の助力によつて，文会堂より出版されることとなつた。

この本は明治後半の地理書として矢津昌永の日本地文学，志賀重昂の日本風景論，内村鑑三の地人論などとならぶ存在であるが，ことに人生地理学が当時としては人文地理―自然地理のふたつの領域にまたがる体系的著述であつたため教師や学生のあいだに好評で，4年間に7版を出し，明治41年に訂正増補版，そして大正3年まで11版をかさねた。

今回の復刻は訂正増補第8版によっており，目次とおもな内容はつぎのとおり。

緒論（地と人との関係の概観，観察の基点としての郷土，いかに周囲を観察すべきか）

第1編　人類の生活処としての地（日月及び星，地球，島嶼，半島及び岬角，地峡，山嶽及び渓谷，平原，河川，湖沼，海洋，内海及び海峡，港湾，海岸）

第2編　地人相関の媒介としての自然（無生物，大気，気候，植物，鉱物，人類）

結論（地理学の研究法，地理学意義及び範囲，地理学の予期し得るべき効果）

このように広汎な内容が系統的に記述され，多くの資料を収録すると共に著者独自の見解もまた各所にひらめき，とくに「地球を人類の住処として研究」するのが人生地理学だとする態度は全巻にみなぎつている。

緒論においては，郷土を「直接観察の及ぼし得べき範囲」とし，「開かるべき智徳の大要は実にこの小世界に網羅し尽せり。もしよく精細に周囲の事物を観察せんか，他日世界を了解すべき原理はここに確定せるべし」とのべる。以下の各章でとくに著者の強調するのは，人類の生活現象（＝人生）と自然との関係である。これは当時の日本の地理学が地質学出身の人々によつて多く取り扱かわれたことからする自然地理重視の傾向に対し，一石を投じたともいえるが，今日から見ればまことに先駆的見解である。

この本の各所に「開明」，「開明人」の語が見える。たとえば海洋のところでは，

「海洋が現勢における唯一の公道たる所以。また，海洋が未開人民になしたる妨害，開明の民に対しては，まつたく一掃せられたることは，すでに観察したる所のごとし。さらに一方より見れば，陸界はすでにことごとく人類の占領し，分割するところとなり，今や大陸内部における不毛の地のほかは，一歩も冒すの余地なきに当りて，造化は淼漫渺茫たる共通の海洋を残して，人類の自由の競走に委すがごとし」

とあり，また島国の保守的気象，海国民の進取的気象といつた，島国気風と海国気風の区別を明快に論じている。そして「島国民をして海国民たらしむるがためには地理学者は大いに責任あるものと言わざるべからず」として日本の地理学書が海洋の内容にとぼしいことを指摘したが，海洋研究も海洋関係書の出版も，その盛況はようやく最近のことであるのを思えば，その先見の明に驚くのである。

このように斬新さに富む地理書も，日本の各大学に地理学講座が開設されるようになつて次第に忘れ去られたのは，官学偏重のゆえでもあろう。著者はこのあと初等教育活動に精力をそそぐが，のち日蓮正宗に入信し，創価教育学会を興した。第二次大戦中は治安当局に検挙されて巣鴨の獄中にあり，昭和19年11月18日，レイテ沖海戦やB29の東京初空襲など騒然たるなかに73年の生涯をと

じた。この本の最終章に「地を離れて人なし，人を離れて事なし，人事を論ぜんとせば先づ地理を究めよ」の吉田松陰の名言が引用されてあるのは，経世家でもあつた著者にふさわしい。

復刻版は昭和51年11月に著者の33回忌を記念して上梓され，山羊革クロス，特すきクリーム上質紙，麻布装帙入りの豪華本である。別刷として池田大作創価学会長，木内信蔵日本地理学会長をはじめ，矢ケ崎孝雄，野間三郎，国松久彌，山口弥一郎，米倉二郎，濵田清吉，高瀬重雄，長井政太郎，芳賀登，斉藤正二，中川浩一，大崎晃輔氏の解題や座談会記事を盛りこんだ解説書が添えられてある。この限定版はすでに品切れであるというが，縮刷版ともいうべき5分冊が聖教文庫におさめられ，すでに1～4冊（1冊300円前後）が刊行されておもな書店で入手できる。従来あまり知られることの少なかつた地理学の名著として一読をおすすめしたい。　（宮久三千年）

書評と紹介

牧口常三郎著：人生地理学，昭和51年，第三文明社

菊5版，1,184頁，定価15,000円

今を去る73年の明治37年，地学雑誌 181 号に小川琢治博士は「人生に及ぼす地理学的影響（牧口常三郎君著人生地理学の批評）」と題して本書を紹介し，「其渉猟の該博其着想の斬新其論断の妥当，亦た滔々たる操觚者流の及ぶ所に非ざるに服せり」と賞賛するとともに，地理学の定義について問題点を論じている。

人生地理学が世に問われたのは明治36年すなわち日露戦争の直前である。北海道師範学校の教諭を辞めて上京した著者は，多年書きためた二千枚の原稿をたずさえて志賀重昂博士の門をたたいたのであるが，32歳の若き著者の志に感じた博士の助力によって，文会堂より出版されることとなった。

この本は明治後半の地理書として矢津昌永の日本地文学，志賀重昂の日本風景論，内村鑑三の地人論などとならぶ存在であるが，ことに人生地理学が当時としては人文地理一自然地理のふたつの領域にまたがる体系的著述であつたため教師や学生のあいだに好評で，4年間に7版を出し，明治41年に訂正増補版，そして大正3年まで11版をかさねた。

今回の復刻は訂正増補第8版によっており，目次とおもな内容はつぎのとおり。

緒論（地と人との関係の概観，観察の基点としての郷土，いかに周囲を観察すべきか）

第1編　人類の生活処としての地（日月及び星，地球，島嶼，半島及び岬角，地峡，山嶽及び渓谷，平原，河川，湖沼，海洋，内海及び海峡，港湾，海岸）

第2編　地人相関の媒介としての自然（無生物，大気，気候，植物，鉱物，人類）

結論（地理学の研究法，地理学意義及び範囲，地理学の予期し得るべき効果）

このように広汎な内容が系統的に記述され，多くの資料を収録すると共に著者独自の見解もまた各所にひらめき，とくに「地球を人類の住処として研究」するのが人生地理学だとする態度は全巻にみなぎつている。

緒論においては，郷土を「直接観察の及ぼし得べき範囲」とし，「開かるべき智徳の大要は実にこの小世界に網羅し尽せり。もしよく精細に周囲の事物を観察せんか，他日世界を了解すべき原理はここに確定せるべし」とのべる。以下の各章でとくに著者の強調するのは，人類の生活現象（＝人生）と自然との関係である。これは当時の日本の地理学が地質学出身の人々によって多く取り扱かわれたことからする自然地理重視の傾向に対し，一石を投じたともいえるが，今日から見ればまことに先駆的見解である。

この本の各所に「開明」，「開明人」の語が見える。たとえば海洋のところでは，

「海洋が現勢における唯一の公道たる所以。また，海洋が未開人民になしたる妨害，開明の民に対しては，まつたく一掃せられたることは，すでに観察したる所のごとし。さらに一方より見れば，陸界はすでにことごとく人類の占領し，分割するところとなり，今や大陸内部における不毛の地のほかは，一歩も冒すの余地なきに当りて，造化は淼漫渺茫たる共通の海洋を残して，人類の自由の競走に委すがごとし」

とあり，また島国の保守的気象，海国民の進取的気象といつた，島国気風と海国気風の区別を明快に論じている。そして「島国民をして海国民たらしむるがためには地理学者は大いに責任あるものと言わざるべからず」として日本の地理学書が海洋の内容にとぼしいことを指摘したが，海洋研究も海洋関係書の出版も，その盛況はようやく最近のことであるのを思えば，その先見の明に驚くのである。

このように斬新さに富む地理書も，日本の各大学に地理学講座が開設されるようになつて次第に忘れ去られたのは，官学偏重のゆえでもあろう。著者はこのあと初等教育活動に精力をそそぐが，のち日蓮正宗に入信し，創価教育学会を興した。第二次大戦中は治安当局に検挙されて巣鴨の獄中にあり，昭和19年11月18日，レイテ沖海戦やB29の東京初空襲など騒然たるなかに73年の生涯をと

じた。この本の最終章に「地を離れて人なし，人を離れて事なし，人事を論ぜんとせば先づ地理を究めよ」の吉田松陰の名言が引用されてあるのは，経世家でもあつた著者にふさわしい。

復刻版は昭和51年11月に著者の33回忌を記念して上梓され，山羊革クロス，特すきクリーム上質紙，麻布装帙入りの豪華本である。別刷として池田大作創価学会長，木内信蔵日本地理学会長をはじめ，矢ケ崎孝雄，野間三郎，国松久彌，山口弥一郎，米倉二郎，濱田清吉，高瀬重雄，長井政太郎，芳賀登，斉藤正二，中川浩一，大崎晃諸氏の解題や座談会記事を盛りこんだ解説書が添えられてある。この限定版はすでに品切れであるというが，縮刷版ともいうべき5分冊が聖教文庫におさめられ，すでに1～4冊（1冊300円前後）が刊行されておもな書店で入手できる。従来あまり知られることの少なかつた地理学の名著として一読をおすすめしたい。　　　　（宮久三千年）

書評と紹介

牧口常三郎著：人生地理学，昭和51年，第三文明社

菊5版，1,184頁，定価15,000円

今を去る73年の明治37年，地学雑誌 181 号に小川琢治博士は「人生に及ぼす地理学的影響（牧口常三郎君著人生地理学の批評）」と題して本書を紹介し，「其渉猟の該博其着想の斬新其論断の妥当，亦た滔々たる操觚者流の及ぶ所に非ざるに服せり」と賞賛するとともに，地理学の定義について問題点を論じている。

人生地理学が世に問われたのは明治36年すなわち日露戦争の直前である。北海道師範学校の教諭を辞めて上京した著者は，多年書きためた二千枚の原稿をたずさえて志賀重昂博士の門をたたいたのであるが，32歳の若き著者の志に感じた博士の助力によつて，文会堂より出版されることとなつた。

この本は明治後半の地理書として矢津昌永の日本地文学，志賀重昂の日本風景論，内村鑑三の地人論などとならぶ存在であるが，ことに人生地理学が当時としては人文地理一自然地理のふたつの領域にまたがる体系的著述であつたため教師や学生のあいだに好評で，4年間に7版を出し，明治41年に訂正増補版，そして大正3年まで11版をかさねた。

今回の復刻は訂正増補第8版によつており，目次とおもな内容はつぎのとおり。

緒論（地と人との関係の概観，観察の基点としての郷土，いかに周囲を観察すべきか）

第1編　人類の生活処としての地（日月及び星，地球，島嶼，半島及び岬角，地峡，山嶽及び渓谷，平原，河川，湖沼，海洋，内海及び海峡，港湾，海岸）

第2編　地人相関の媒介としての自然（無生物，大気，気候，植物，鉱物，人類）

結論（地理学の研究法，地理学意義及び範囲，地理学の予期し得るべき効果）

このように広汎な内容が系統的に記述され，多くの資料を収録すると共に著者独自の見解もまた各所にひらめき，とくに「地球を人類の住処として研究」するのが人生地理学だとする態度は全巻にみなぎつている。

緒論においては，郷土を「直接観察の及ぼし得べき範囲」とし，「開かるべき智徳の大要は実にこの小世界に網羅し尽せり。もしよく精細に周囲の事物を観察せんか，他日世界を了解すべき原理はここに確定せるべし」とのべる。以下の各章でとくに著者の強調するのは，人類の生活現象（＝人生）と自然との関係である。これは当時の日本の地理学が地質学出身の人々によつて多く取り扱かわれたことからする自然地理重視の傾向に対し，一石を投じたともいえるが，今日から見ればまことに先駆的見解である。

この本の各所に「開明」，「開明人」の語が見える。たとえば海洋のところでは，

「海洋が現勢における唯一の公道たる所以。また，海洋が未開人民になしたる妨害，開明の民に対しては，まつたく一掃せられたることは，すでに観察したる所のごとし。さらに一方より見れば，陸界はすでにことごとく人類の占領し，分割するところとなり，今や大陸内部における不毛の地のほかは，一歩も冒すの余地なきに当りて，造化は瀰漫渺茫たる共通の海洋を残して，人類の自由の競走に委すがごとし」

とあり，また島国の保守的気象，海国民の進取的気象といつた，島国気風と海国気風の区別を明快に論じている。そして「島国民をして海国民たらしむるがためには地理学者は大いに責任あるものと言わざるべからず」として日本の地理学書が海洋の内容にとぼしいことを指摘したが，海洋研究も海洋関係書の出版も，その盛況はようやく最近のことであるのを思えば，その先見の明に驚くのである。

このように斬新さに富む地理書も，日本の各大学に地理学講座が開設されるようになつて次第に忘れ去られたのは，官学偏重のゆえでもあろう。著者はこのあと初等教育活動に精力をそそぐが，のち日蓮正宗に入信し，創価教育学会を興した。第二次大戦中は治安当局に検挙されて巣鴨の獄中にあり，昭和19年11月18日，レイテ沖海戦やB29の東京初空襲など騒然たるなかに73年の生涯をと

じた。この本の最終章に「地を離れて人なし，人を離れて事なし，人事を論ぜんとせば先づ地理を究めよ」の吉田松陰の名言が引用されてあるのは，経世家でもあつた著者にふさわしい。

復刻版は昭和51年11月に著者の33回忌を記念して上梓され，山羊革クロス，特すきクリーム上質紙，麻布装帙入りの豪華本である。別刷として池田大作創価学会長，木内信蔵日本地理学会長をはじめ，矢ケ崎孝雄，野間三郎，国松久彌，山口弥一郎，米倉二郎，濱田清吉，高瀬重雄，長井政太郎，芳賀登，斉藤正二，中川浩一，大崎晃諸氏の解題や座談会記事を盛りこんだ解説書が添えられてある。この限定版はすでに品切れであるというが，縮刷版ともいうべき5分冊が聖教文庫におさめられ，すでに1～4冊（1冊300円前後）が刊行されておもな書店で入手できる。従来あまり知られることの少なかつた地理学の名著として一読をおすすめしたい。　（宮久三千年）

協会記事

1980年国際地理学会議(IGC)記事(1)

1980年の国際地理学会議(IGC)は日本において開催されることに決定した。

昭和51年12月22日準備委員会世話人会より当協会に対し日本学術会議・日本地理学会と共に共催団体となって欲しい旨要請があり，昭和52年1月17日の理事会において検討の結果，当協会の性格から見て相応しいことであるのでその要請を受諾することとした。

昭和52年4月29日 IGC 準備委員会設立準備会が開催され，1980年 IGC 準備委員会の設立が決定し，その後4月29日，5月28日，6月26日に準備委員会が開催された。主な決定事項は次の通りである。

(1) 準備委員会の委員長は山本荘毅，副委員長は木内信蔵，矢沢大二。

(2) 準備委員会書記局の仕事は当分の間西川治，吉野正敏，石井素介，浮田典良の4名で集団処理する。

(3) さし当り募金，予算，集会，巡検，印刷物，広報，宿泊の各部会を発足させることとし，次回の準備委員会までに担当者の原案を書記局で作成すること。

(4) 本会議を京都の国際会議場で開催する方向で具体的な検討を行う。

(5) 参加費は4万円を予定する。

(6) シンボルマークを公募する。

また共催団体内に設置されることになっている運営委員会は理事会で当分の間代行し，緊急事項は会長，副会長，行事担当理事で処理することとした。また準備委員会に当協会を代表して行事担当の前島郁雄理事および川上喜代四，西川治，茂木昭夫会員を参加させることにした。(川上記)

IGC シンボルマーク募集

第24回国際地理学会議が1980年日本で開催されることになりました。この会議を象徴するシンボルマークを募集します。下記事項をご参照のうえご応募ください。応募資格は問いません。どなたでもご参加になれます。

1. 会議の正式名称

日文：第24回国際地理学会議

英文：24th International Geographical Congress(略称 IGC)

仏文：24ᵉ Congrès international de géographie

2. 会議の内容

1871年，アントワープで第1回会議を開催して以来，この会議には全世界の地理学者ならびに関連分野の学者が参加し，広範な部門におよび研究成果を公表してきました。会議には本会議のほか，研究課題別のシンポジウム，現地視察がふくまれ，開催国内の問題ばかりでなく，世界的規模で地理学的諸問題が討論されます。

3. シンボルマークの性格・使用目的

上記の内容を考慮し，会議で用いるすべての文書，出版物，会員バッジ，包装紙類，鞄，看板，案内板，旗などに共通に使える統一マークをお考えください。

4. 応募方法

① 未発表のオリジナル作品にかぎります。

② 大きさはA判(210mm×297mm)の用紙，

③ 点数は制限ありません。

④ 色は黒一色で墨入れする。ただし，印刷時に他の色または多色にする可能性があるので，希望の色があればコピーにその色を指定してください。

5. 記載事項

別紙に応募者の氏名・年齢・職業・住所(郵便番号付記)・電話番号を書き，さらに作品の各部・色調が何を意味するかの簡単な説明を付し，作品に同封してお送りください。

6. 応募締切

1977年10月31日

7. 表　彰

採用作品(1点)の作者に賞金10万円と記念品を贈呈。

佳作(若干)の作者には記念品贈呈。

8. 発　表

本誌87巻1号に採用作品とその作者名，佳作者名を公表予定。採用作品の作者名は第24回国際

地理学会議報告に記録します。

9. 審　査

上記会議準備委員会幹事会で行ないます。

10. 版　権

採用作品の版権は，第24回国際地理学会議組織委員会に帰属します。応募作品は返却致しません。なお，採用作品に対しては，必要に応じ文字の付加または省略等の部分的な変更を行なうことがあります。

11. 送付先

〒113 東京都文京区弥生 2-4-16　学会センタービル内　日本地理学会気付・IGC 準備委員会

地学雑誌 第819号　昭和52年6月20日印刷
昭和52年6月25日発行

編集兼発行者　矢沢大二

発行所　社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号102
電話 東京(261)0809番
振替口座 東京66278番

印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3-12-15

東京地学協会取扱い出版物　（▲印新刊）

$\frac{1}{5}$万 地質図説明書付き（除△印）

0円
0円
松
部
西 崎
三 館
ト 島
肥
田
本
水
泊
水
能
岬
方
島
立
住
内
岐
元 島
市
島
本
山

0円
0円
穂
湖
山
尾
田
合
走
岳
田
里
内

羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦
襟裳岬
遠別
大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島
大屋市場
海南
螺ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
上里
唐津
冠島
霧島山
北見
鞍岡
草津

甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森
佐用
猿留
志布志
城端
周匝
須坂
川内
男女群島
鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良
近川
智頭
津山東部
月形
土淵
都農
徳舜瞥
当別
動木
苫前

富高
那智
男体山
仁位
西徳富
沼田
根雨
鋸崎
羽島
初浦
羽幌
浜益
美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島
人首
深浦
船津
幌泉
母衣月
三島
三田井
三厩
森吉山
門別

焼石岳
米子
呼子
留萌
涌谷
若柳

各 890円
〒 450円
五所川原
田老
妹背牛
△横田
脇野沢

850円 〒400円
山形市北部地質図

各 2,390円
〒 500円
▲竹田
蓼科山
浜松
都内 450
第一地帯 550
第二 〃 650
第三 〃 750

各 1,390円
〒 450円
磯浜
岩沼
魚津
▲渡島福島
川尻
金華山
熊石
久遠
五城目
竹貫
鶴居
▲富江
那珂湊
野尻
彦根東部
▲都城
陸奥川内
米内沢

各 1,510円
〒 450円
羽後和田
大樹
館
飛驒古川

各 1,840円
〒 450円
▲秋田
▲八が岳

〒 450円
…本・郷ノ浦　1組 600円
…・霞露岳　〃 600円

大間・佐井　1組 600円

阿田和・新宮　1組 890円
伊予高山・八幡浜　〃 890円
掛塚・見付　〃 890円

東京地学協会取扱い出版物

1/20万　地質図　各 〒 300円

石巻	440	宮津	620
大分	440	稚内	620
男鹿島	440	岩内	870
唐津	440	天塩	870
高知	440	広尾	870
野辺地	440	尻屋崎	870
羽幌	440	根室	1,140
輪島	440	鳥取	1,140
青森	620	北見	1,140
網走	620	剣山	1,140
伊良湖岬	620	斜里	1,140
酒田	620	留萌	1,140
新庄	620	帯広	1,310
標津	620	知床岬	1,310
苫小牧	620	釧路	1,310
深浦	620	静岡および御前崎	1,870
松山	620	▲旭川	1,870

1/50万　地質図　各〒 300円

金沢	1,280	東京	890
岡山	1,280	八丈島	500
福岡	1,950	奄美大島	500

1/7万5千　地質図　説明書付き　各〒 400円

鬼首	620	徳島	620
高松	620	勿来	620

東京地学協会発行（正会員は定価の1割引）
保柳睦美
日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録(1935- 1950)　200　〒350

第11回太平洋学術会議組織委員会編集
Japan Guide Book for the Congress Tours
頒布価格1部　700円　〒 400
（正会員は定価の1割引）

斉藤報恩会発行
増田孝一郎・野田浩司
日本の第三紀及第四紀　1950 -1974

軟体動物のチェックリスト　定価 9,000円　〒 都内 550　第一地帯 670　第二 〃 770　第三 〃 870

（正会員の割引無し）

〒 各　400円

156	地震探鉱反射法の研究	300
160	兵庫県西播地域工業水源地域調査報告	470
161	山形市付近の天然ガス地化学調査報告	500
162	秋田県小坂鉱山の母岩の変質	450
164	火薬爆発によって生ずる雑振動および反射波の実験的研究	450
165	北海道のチタン資源	550
168	宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書	450
184	弾性波パルスの伝播に関する研究	400
185	上部石狩層群堆積過程における夕張堆と芦別沈降盆地	460
186	八幡油田鹹水の地球化学	620
188	地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について	400
189	青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について	350
191	琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究	1,000
193	北海道庶路地域の炭田ガスについて	470
194	天草下島教良木層産冶新世有孔虫類	470
200	本邦クロム鉱床の成因的研究	580
220	北海道の鉄資源	550
221	北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床	470
226	イラン国北西部のアングラン鉱山	430
235	北西九州古第三紀砂岩中のジルコン―ざくろ石―電気石比がもつ地質学的意義	500
252	草津―万座地熱地域の地質学的リモートセンシング	1,200
254	爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究	950
257	日本の主要地熱地域の熱水の化学組成　〒 都内 550　第一地帯 670　第二 〃 770　第三 〃 870	2,600
特別号	（5）　爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造	1,050
特別号	（C）　ゲルマニウム資源について	330

備考　正会員一割引

ご注文の代金（送料含め）は前金で頂きます。

102　東京都千代田区二番町 12―2
社団法人・東京地学協会

御送金先　下記何れか宛にお願いいたします。
振替口座―東京―0―66278
第一勧業銀行麹町支店（普）　―1404044
三菱銀行麹町支店（普）　―4048103

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 86, No. 4 (820), 1977

目　　次

論説・報告
岩生周一：ラテライト・ボーキサイトに関連するいくつかの地学的問題……………………(1)
箕輪年雄：大気環境調査について……………………………………………………(17)
高橋伸夫：清水市域における都市化の展開……………………………………………(29)
書評と紹介
E. Fukui: The Climate of Japan, Developments in
Atmospheric Science (前島郁雄)………………………………………………(53)
協 会 記 事：……………………………………………………………………(54)
紙　　碑：小山一郎博士を悼む（末野悌六）

CONTENTS

Laterites and Bauxites—Some Critical Review
from Geological Standpoint……………………………Shuichi Iwao (1)
Special Projects on Study of Atmospheric Environment
in Japan……………………………………………Toshio Minowa (17)
Dévelopment de l'urbanisation du district de Shimizu
(dans la préfecture de Shizuoka au Japon)……………Nobuo Takahashi (29)

Book Review, Society's News……………………………………………(53)

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

東京地学協会取扱い出版物

（▲印新刊）

各 〒450円

1/200万	日本地質図	1,560
1/200万	日本変位相図	700
1/200万	日本の火山	1,490
1/200万	日本炭田図	890
1/200万	日本鉱床生成図(14)	720
1/200万	日本鉱床生成図(15)	940
1/ 20万	中部地方領家帯	2,100
1/ 50万	後期新生代地質構造図東京	1,280
1/ 50万	地質構造図秋田	1,090
1/2万5千	佐世保北部	1,090
1/2万5千	生駒山地西麓部	830
1/2万5千	鬼　首	830
1/ 10万	石狩沖積低地	1,240
1/ 50万	第四紀地殻変動図近畿	1,580
1/200万	日本油田ガス田分布図	1,150
1/200万	粘土鉱床分布図	1,370
1/ 10万	東京湾周辺地域の地質	2,500
1/500万	An Outline of the Geology of Japan	1,030
1/ 5万	阿寺断層周辺地域の地質構造図	2,520
1/200万	{日本温泉分布図 / 日本温泉鉱泉一覧} 組	2,210 〒450
1/200万	絶対年代図(16-1)花崗岩	650
▲1/200万	絶対年代図(16-2)変成岩	900
1/ 20万	海洋地質図Ⅰ，甑島周辺海域海底地質図	1,850
1/ 20万	海洋地質図Ⅱ，対馬五島海域表層地質図	1,350
1/ 20万	海洋地質図Ⅲ，相模灘及付近海底地質図	1,840
1/ 20万	海洋地質図Ⅳ，相模灘及付近表層堆積図	1,630
▲1/ 20万	海洋地質図Ⅴ，紀伊水道南方海底地質図	1,700
▲1/ 20万	海洋地質図Ⅵ，紀伊水道南方表層堆積図	1,280
▲1/100万	海洋地質図Ⅶ，琉球島弧周辺広域海底地質図	3,610

日本油田ガス田図(Ⅰ)	青山奥	820
日本油田ガス田図(Ⅱ)	横　浜	820
日本油田ガス田図(Ⅲ)	横須賀	820
日本油田ガス田図(Ⅶ)	魚　沼	3,410 〒750
日本油田ガス田図(Ⅷ)	本　宿	1,510
日本油田ガス田図(Ⅸ)	七　谷	820
日本油田ガス田図(Ⅹ)	茂　原	2,140
日本油田ガス田図(Ⅺ)	佐　渡	1,510

▲地質図幅目録図暦，52年版	640 〒200

各 〒450円

日本水理地質図(Ⅰ)	木曽川左岸・矢作川・豊川流域	840
日本水理地質図(Ⅳ)	山梨県釜無川および笛吹川流域	650
日本水理地質図(Ⅴ)	香東川・土器川・財田川流域	650
日本水理地質図(Ⅵ)	愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域	650
日本水理地質図(Ⅶ)	千葉西部	650
日本水理地質図(Ⅷ)	奈良県大和川流域	650
日本水理地質図(Ⅺ)	長野県松本盆地	650
日本水理地質図(Ⅻ)	兵庫県南西部	840
日本水理地質図(XⅢ)	佐賀・福岡県筑後川中流域	840
日本水理地質図(XⅤ)	都城盆地	840
日本水理地質図(XⅥ)	仙台湾臨海地域	840
日本水理地質図(XⅦ)	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	840
日本水理地質図(XⅧ)	福岡・大分山国川および駅館川流域	840
日本水理地質図(XⅨ)	熊本県白川および黒川流域	840
日本水理地質図(XX)	鳥取県日野川流域	840
日本水理地質図(XXⅠ)	福岡県矢部川中流域	840
日本水理地質図(XXⅡ)	山梨・長野県釜無川上流域	1,110
日本水理地質図(XXⅢ)	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,390
日本水理地質図(XXⅣ)	長野県千曲川中流域	1,390
日本水理地質図(XXⅤ)	島原半島	1,630
空中磁気図(Ⅰ)	酒田-村上-弥彦-糸魚川海域	1,030
空中磁気図(Ⅱ)	稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域	1,030
空中磁気図(Ⅷ. Ⅸ. Ⅹ)	厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域	1,030
空中磁気図(Ⅺ. Ⅻ)	輪島-福井-陸奥-尻屋崎-八戸-宮古-気仙沼-花巻海域	1,280
▲空中磁気図(XⅢ)	福井-豊岡-隠岐海域	590
▲空中磁気図(XⅣ. XⅤ. XⅥ)	豊橋-尾鷲-串本-紀伊水道-室戸-足摺-延岡-宮崎-日南-佐多岬海域	1,550
▲空中磁気図(XⅦ, XⅧ)	天北-十勝地域	590
日本地質図索引図(Ⅰ)	日本東部	3,160
日本地質図索引図(Ⅱ)	日本西部	3,700

各 〒400円

北海道金属・非金属鉱床総覧	Ⅰ	610
北海道金属・非金属鉱床総覧	Ⅱ	590
北海道金属・非金属鉱床総覧	Ⅲ	560
北海道金属・非金属鉱床総覧	Ⅳ	1,490



故小山一郎博士

小山一郎博士を悼む

昭和52年1月4日，本会名誉評議員，小山一郎博士は逝去された。93歳の長寿であられた。

博士は明治40年7月東京帝国大学理科大学地質学科に入学し，同43年7月同大学同学科を卒業し，引続き同大学大学院に入学，専攻は『本邦産建築石材』である。

大正12年3月京都帝国大学工科大学へ「本邦産建築石材」と題する学位論文を呈出し，工学博士の学位を受領した。

大学卒業と同時に大蔵省臨時建築部に勤務し，国会議事堂の建設事務に従事する傍ら，東京農業大学，東京女子高等師範学校の各講師を兼務した。

博士は明治43年から昭和3年に到る18年間に，前後二回に亙って，日本全土に賦存する石材について，学術的，企業的の両面から実地調査を行い，全国的，組織的に建築用石材の選定基準を完成して，大正10年末，それまでの結果を本邦産建築石材として発表し，その後，「日本石材精義」を刊行したが，さらに前者に所要の増補を加えて，昭和41年「新版日本産石材精義」を刊行し，学界業界其他石材関係者に稗益するところ極めて大きいものがあった。

国会議事堂の建設は，その計画より完工まで，明治，大正，昭和の三代，約30年に亙る我が国，未曾有の大工事であり，殊にその使用材料は全部国産材の粋を集める方針とせられたので，就中最も重要な材料の一つである石材についても，沖縄を含め全国的，総合的，組織的に調査の必要があった。このために，博士の国産石材に関する調査研究は，氏が三菱関係会社に入社し，支那大陸に勤務となったため一時中断したが，東京勤務となった大正8年には再び大蔵省の当時の臨時議院建築局に迎えられて，昭和元年退職するまで博士の調査研究は継続せられたが，その成果に基いて石材の選定，新しい山の開発，石材の搬入，完工に到るまで尽力し，今日に見る国会議事堂の完成に寄与した。戦後の今日に於ても，博士の国産石材に関する調査と経験はなお燦として輝き，わが国に於ける，石材の第一人者として，その功績は，ますます，その厚さを重ねつつある。

博士が国会議事堂使用石材を始め，直接新山の開発を手掛けたものは次の様である。

1．広島県倉橋島，納石（通称議院石），花崗岩，議事堂2，3階の外装
2．山口県黒髪島，徳山石，花崗岩，議事堂1階外装
3．沖縄県瀬底島，沖縄トラバーチン，珊瑚礁議事堂内装
4．徳島県加茂川岸，加茂更紗，大理石，丸ノ内郵船ビル内装
5．青森県一ノ戸，末の松山，月光石・斑れい岩，諸銀行カウンタートップ
6．宮崎県高千穂町，ジャスパー赤珪岩，立正佼正会本殿

戦前，戦後を通じて博士は各種石材団体の顧問として指導に当って来られたが昭和41年，日本石材工業連合会が特別に銀盃を贈って多年石材界に貢献した功績を表彰している。

博士の鉱山技術者としての活躍も，その専門とする建築石材におけるそれに優るとも劣らない輝しい業績を残している。

即ち戦前は主として三菱合資会社または，三菱鉱業株式会社の社員として支那大陸あるいは米国に於て活躍し，戦中は主として帝国鉱業株式会社など国策会社に関係し，また戦前，戦中に亙り官命を帯び，あるいは民間会社の委託を受け，支那大陸はじめ，ソ連，仏印に於ても活躍した。戦後は国内に於て硫黄砂鉄等の開発に従事している。博士が関係をもたれた鉱業会社は国の内外に亙り十数社を数えられる。

博士は資性篤実，清廉潔白であり，常に誠実を以って人に交わる，他面志操堅固責任感強く，一度事を決するや，必ず初志を貫徹せねば止まぬ性格である。

わが地学協会にとっては多くの貢献をせられ，その故に昭和24年，即ち今より約30年以前に名誉評議員となって頂いている。

その老を知らぬ緻密な頭脳と旺盛な記憶力によって私共後輩を御指導頂いていたのであるが今その訃報に接し痛惜にたえない。　　（末野悌六）

地学雑誌 86, 4 (1977)

ラテライト・ボーキサイトに関連する いくつかの地学的問題

岩 生 周 一*

Laterites and Bauxites—Some Critical Review from Geological Standpoint

Shuichi IWAO*

Abstract

Many problems of laterites and bauxites as mineral resources concern basically to geology. For example, how are the characteristics of the laterite profile of the bauxite deposits, how are the features of association of the deposits with the kaolinitic sedimentary clays, and how are the diagenetic or metamorphic features of the fossil laterites or lateritic sediments. In this paper, some critical review on these problems is briefly given. Sequence of development of the laterite profile as the function of time and depth from surface, and in response to the climatic change is of critical importance.

The bauxite deposits and laterites, if provided with proper depositional terranes on the front of the weathering lands, should be very often associated with sedimentary bauxitic or kaolinitic clays. Not a few examples of this sort of evidence have been reported from Eurasian and North American Continents. In Japanese Islands, also, the same evidence is, for instance, recognized either as the intimate association of the "emery" like rocks and sillimanite hornfels, or almandine hornfels and andalusite hornfels from some localities.

Diagenesis—the first step of metamorphism of laterites seems to be started by the conversion of gibbsite or boehmite to diaspore, although this opinion remains probably still some argument. As a result of the reexamination of the chemical composition as well as the mode of occurrences of the "emery" deposits, chloritoid rocks and staurolite rocks, which had been discovered from many localities in Japan, it is concluded by the present author, that these rocks in Japan are the metamorphic products from the lateritic sediments of mostly upper Plaeozoic.

I. まえがき
II. 資源としてのボーキサイトの概観
III. ラテライト断面
IV. 堆積相としてのラテライト質粘土層とカオリン粘土層
V. ラテライト質化石土壌あるいは同粘土層の変成作用
VI. しめ括り

* 千葉大学理学部地学教室, Department of Earth Science, Faculty of Science, Chiba University

I. まえがき

先ずボーキサイトの資源としての概観を記し，次いで筆者が特に関心を持っていることがらに関する近年の研究の紹介と，筆者の知見の一，二の記述を行って見たいと思う。すなわち，ここで取上げる中心の課題はいわゆるラテライト断面の意味，堆積相としてのラテライト質粘土層あるいはカオリン質粘土層，ラテライト質化石土壌あるいは粘土層の変成作用とその産物などである。最後のことがらは今まで日本の地質には無縁のものと思っていたボーキサイトやラテライトが，古生代にはわれわれの身近かに少なからずあることの示唆に結び付くものである。

言うまでもなく，ボーキサイトはラテライト化作用の産物の一つであって，ラテライト化作用によって生成される鉱床にはこの他に，鉄，マンガン，ニッケルなどが挙げられる。

II. 資源としてのボーキサイトの概観

ボーキサイトが地下資源として重要視される理由は，(1) アルミニウムの含有量が高く（Al_2O_3 約60~55%），埋蔵量が豊富（1967年現在埋蔵量約58億 t，潜在埋蔵量約96億 t と言われる（PATTERSON, 1967）こと，(2) 鉱石を形作っている鉱物がおもにアルミニウムの水酸化物であって化学処理が容易なこと，(3) 鉱床が地表あるいは浅い所に賦存し，全体として鉱石が粗弱なために大量廉価な採掘ができるこ

第1表　ボーキサイトを構成する鉱物

名　　称	化　学　式	主成分の含有量 wt%	備　　考
Gibbsite（ギブス石）	$Al(OH)_3$	Al_2O_3 65.4	主な鉱物
Boehmite（ベーム石）	γ-$AlO(OH)$	Al_2O_3 85.0	
Diaspore（ダイアスポア）	α-$AlO(OH)$	Al_2O_3 85.0	時代の古いボーキサイトではしばしば主な鉱物
Kaolinite（カオリナイト）	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	SiO_2 46.0 Al_2O_3 39.5	しばしば伴われる
Halloysite（ハロイサイト）	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O$	SiO_2 40.8 Al_2O_3 34.7	
Hematite（赤鉄鉱）	Fe_2O_3	Fe 70	ラテライト質ボーキサイトの主な鉱物
Goethite（針鉄鉱）	α-$FeO \cdot OH$	Fe 62.9	
Siderite（菱鉄鉱）	$FeCO_3$	Fe 48.2	
Calcite（方解石）	$CaCO_3$		
Cliachite（クリアカイト）			鉱物としてはっきり同定できない物質
Quartz（石英）	SiO_2		大部分は原岩に由来する残存鉱物
Anatase（鋭錐石）	TiO_2	Ti 60	少量であるが通常の鉱物
Strengite（ストレンジャイト）	$(Al, Fe)PO_4 \cdot nH_2O$	Al_2O_3 16.5 Fe_2O_3 25.9 P_2O_5 46.0	燐に富む岩石の風化により生成
Wavellite（銀星石）	$Al_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5H_2O$	Al_2O_3 36.9 P_2O_5 34.3	
Crandallite（クランダライト）	$CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$	Al_2O_3 36.9 CaO 13.6 P_2O_5 34.3	

この他に磁鉄鉱、磁赤鉄鉱、白チタン石，ルチル、電気石，ザクロ石，クサビ石，藍晶石，長石などの残存鉱物

となどいくつかの好条件を備えていることにある。

鉱石鉱物

主成分鉱物は上述の通りであるが，それらと共に風化作用によって生成された鉄やマンガンの酸化物，水酸化物，アルミニウムの珪酸塩，鉄・アルミニウムなどの燐酸塩，チタンなどの鉱物，原岩中に含まれていた未分解の残留鉱物などを伴う（第1表）。

表からも推定できるように，これらの鉱物の量比は風化条件だけでなく，原岩の性質に支配される。粒状石英は花こう岩，流紋岩，砂岩などを原岩とするものに多く，TiO_2 は玄武岩など塩基性火山岩を原岩とするものに含有量が多い。

分布と埋蔵量

1950年代には，いわゆる自由諸国圏とソ連圏との資源の比較がよく行われた。その一つは1952年にアメリカ大統領に提出された地下資源に関する報告書であり，他の一つは SHIMIKIN (1953) による当時のソ連国内における地下資源についての取纏めである。それらによると，合衆国はボーキサイト資源に不足しており，特に潜在資源を含めるとそうであると指摘されている。その後，1967年に PATTERSON は世界のボーキサイト資源に関して初めて非常に詳しい総括を行っている。彼自身ラテライトについての優れた研究 (1971) を発表している。彼によると，当時の世界の埋蔵量58億 t，潜在埋蔵量96億 t であって，その大半はアフリカの Guinea 地域の第四紀のボーキサイト，次いでオーストラリヤ Cape York 半島 Weipa 地域の第三紀のボーキサイト，そして南米 Surinam，中米 Jamaica などの新第三紀～第四紀のボーキサイト，中国大陸の石炭紀の礬土頁岩などを挙げている。その後既に10年を経過し開発（年約5,000万 t～7,000万 t 採掘）と共に新鉱床も発見されたであろうが詳細は明らかでない。

産額と需給

1973年の統計によると，世界の主要産出国と量とは第2表の通りである。

非常に目立つことはオーストラリヤの生産量の延びが著しいことで，これはおもに Weipa 鉱床の開発による。日本は需要の約60%以上をこの Weipa に依存し，約20%をインドネシヤの Bintan からの輸入に依存している。米合衆国も生産は延び悩み，需要の60～70%を中米の Jamaica，南米の Surinam などからの輸入で賄っている。ドイツ，ソ連などは歴史的にも地理的にもつながりの深いユーゴスラヴィヤへの依存度が高い。

ボーキサイトの主要な用途はアルミニウム金属の原料であるが，Al_2O_3 の含有量が高いのでコランダムの形に焼成して研磨材あるいは耐火物原料とする。後者向けのものはとくに Al_2O_3 59～61%以上，SiO_2 15～5.5%以下，Fe_2O_3 2%以下という厳しい条件が求められ，これに合致するものの主産地は南米の Guyana と Surinam とである。1974統計によるボーキサイトのわが国への輸入量は第3表に示す通りである。

第2表　世界のボーキサイトの産額(1973)*
(千 ton 単位)

オーストラリヤ	17,816
ジャマイカ	13,600
スリナム	8,100
ソ　連**	4,300
ガイアナ	3,201
フランス	3,133
ギニヤ	3,050
ギリシヤ	2,600
ハンガリー	2,600
ユーゴスラヴィヤ	2,167
合衆国	1,909
小　計	62,476
その他	8,218
世界の合計	70,694

* Minerals Yearbook 1973
** 推定，明礬石，霞石を除く

ボーキサイト鉱床生成の地質時代

鉱床生成の地質時代については PATTERSON (1967) および VALETON (1972) がよく取り纏めている。VALETON の著書の内容はそれ程濃密なものではないが，おもにヨーロッパの資料を中心としたところに特色がある。第4表はおもに

第３表　日本へのボーキサイトの輸入額*

オーストラリヤ	3,154,651(ton)
インドネシヤ	1,292,690
ガイアナ	55,043
ギリシヤ	8,562
インド	7,534
スリナム(蘭)	3,038
中華人民共和国	9,726
合　計	5,310,875

* 本邦鉱業趨勢（通産省編）1974　統計資料による。

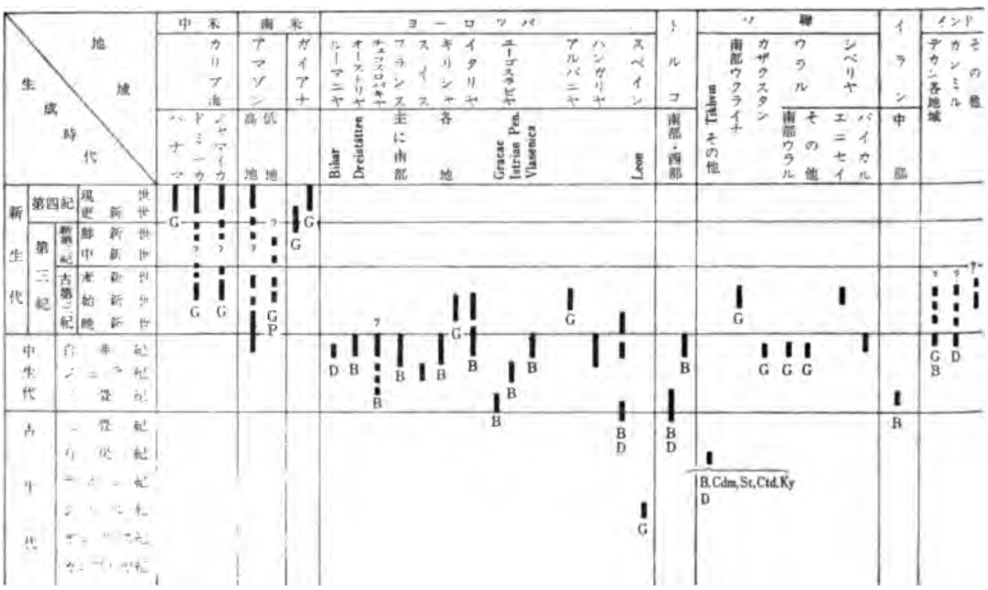
両者から，一部他の文献から編集要約したものである。

世界のボーキサイトの主要な生成時期が，石炭紀，三畳紀，白亜紀，第三紀後半，鮮新更新世から現在にかけてのいくつかに集中していることは甚だ興味深い。地球上に蒸発岩が発達した時期・地域との関係は最も興味の惹かれるところであるが，ここでは割愛する。大まかに見ると，ユーゴスラビヤ，イタリヤ，南仏などテラロッサ型ボーキサイトにはベーム石が卓越し，Weipa, Bintan, Deccan, Jamaica などにはギブス石が卓越し，あたかも鉱床の型によって主成分鉱物が異なる様に見えるが，後者が何れも第三紀前半より古く，おもに白亜紀に属するのに対し，前者は何れもそれより若いことにも注目すべきであろう。なお，序に見るならば，中生代，古生代のボーキサイト質堆積岩にはベーム石の他，しばしばダイアスポアを含んでいる。

Al-精錬に要するエネルギー

ボーキサイトは地球上での豊富な地下資源の一つではあるが，消費量も極めて大きい上に著しく偏在しているので，代替原料からのアルミニウムの抽出の問題は常に関心を呼び，研究も行われている。次表に代替原料を列挙して見た（第５表）。事実，ソ連では明礬石や霞石などが，それらの豊富な賦存量の故もあるが利用されている。代潜原料の経済性の大小は言うまでもなく，Al 含有量だけによるのではなく，含有されている他の成分の利用性如何にもよる所が大きい。しかし，最大の問題点は同量の Al を抽出するに要するエネルギーの大きな事である。第１図は最近の資料（GOUDARZI, 1976）から引用したものであってボーキサイトが他の代替原料に比して如何に有利であるかが示されている。ボーキサイトにはベー

第４表　世界のボーキサイトの



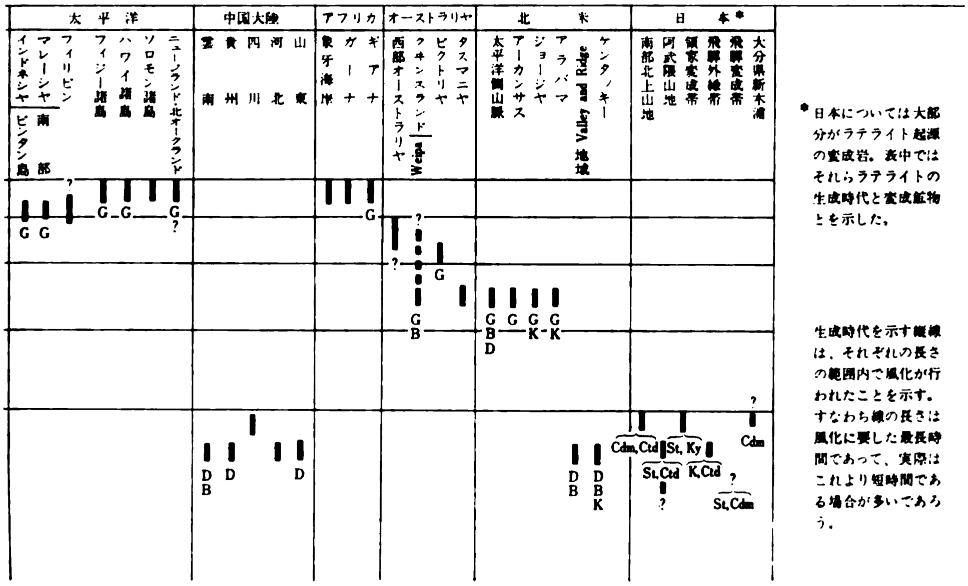
B：ベーム石，Cdm：コランダム，Ctd：クロリトイド，D：ダイアスポア，K：カオリナイト，Ky：カイヤナ

第5表 アルミニウムの潜在資源(ボーキサイトを除く)*

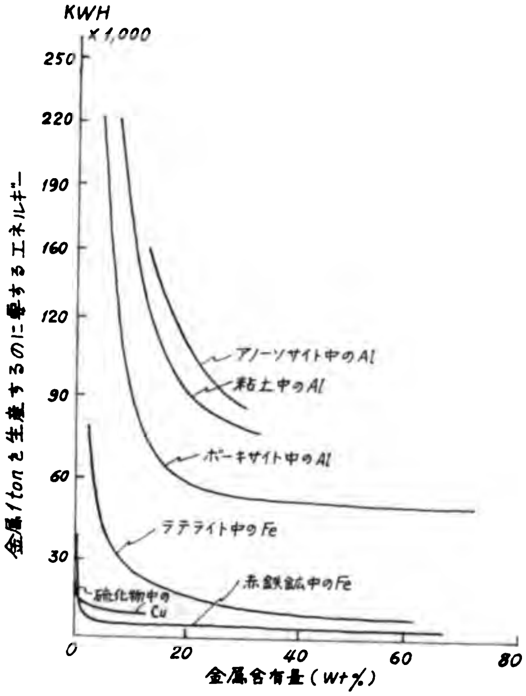
名称	Al_2O_3 含有量	備考
明礬石 $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	37%	ソ連では現在コーカサス等のものを多量に使用中。副産物としてカリを回収。世界での産地は多い。日本にも多い。
アルミニウム燐酸塩	Al_2O_3 4〜20% U_3O_8 0.005〜0.02%	フロリダ半島の燐鉱石の風化生成物は著名。アルミニウムおよびウラニウム源として研究。未利用。
礬土頁岩		世界各地に分布。中国大陸のものが最も著名。現在おもに耐火原料として利用。
ドーソン石 $NaAl(OH)_2CO_3$	35.4%	コロラド州の第三紀蒸発岩層に伴う油頁岩中に多量に含まれ,アルミニウムを酸により抽出可能。世界各地に発見の可能性。
カオリン粘土 カオリナイト $=Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	25〜35%	世界各国で戦時中利用研究。現在未利用。日本では特に火山灰起源の無定形カオリン(風化生成物)粘土が対象とされた。
霞石閃長岩 霞石$=Na_3K[Al_4Si_4O_{16}]K[AlSiO_4]$	18〜20% 又は以上	ソ連コラ半島のものは著名。ソ連ではこれからアルミニウム金属,カリ肥料などを製造中。現在南部シベリヤのものを大量使用計画。
アノーソサイト 斜長石$=CaAl_2Si_2O_8$	20〜30%	埋蔵量莫大。未利用。
Saprolite("表土")	25〜35%	風化生成物の一種で非常に細かい粘土鉱物,シリカ鉱物などからできている。少なくとも合衆国では分布広い。将来利用の可能性高いと考えられている。
灰分(coal-ash)	8〜40%	将来の潜在資源として考慮されている。
銅溶脱液		合衆国では低品位銅鉱から銅を溶脱した酸性溶液中に含まれるアルミニウムは金属量として2,000ton/日に達するという。

* おもに U.S. Mineral Resources. U.S.G.S. Prof. Pap. 820. 1973 による。

生成時代と主な構成鉱物



イト,P:燐鉱物,St:十字石 例 B, D ベーム石およびダイアスポア,例 K, Ctd カオリナイト又は十字石



第1図　ボーキサイト及びいくつかの代替原料からアルミニウム及び鉄を生産するのに要するエネルギーの比較。(GOUDARZI, 1976による)

第6表　ボーキサイトを構成する鉱物の生成自由エネルギー (25°C)

無定形	$Al(OH)_3$	−271.9
ギブス石	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$	−554.6
ベーム石	$Al_2O_3 \cdot H_2O$	−435.0
ダイアスポア	$Al_2O_3 \cdot H_2O$	−435.1
カオリナイト	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	−884.5

GARRELS (1965) より引用

ム石，ギブス石の何れかを主成分とするもの，両者ほぼ等量のもの，ベーム石とダイアスポアとから成るもの，カオリン鉱物を混えるものなどがある。第6表に示すように，これらの鉱物がそれぞれ生成自由エネルギーの値を異にすることは，それぞれのボーキサイトに化学処理の上での特徴を与えるであろう。

赤泥

ボーキサイトからアルミニウムを抽出する過程では苛性ソーダを使うために，その Na_2O と，未反応のギブス石やカオリン鉱物の Al_2O_3 や SiO_2 とが化合してできる $3Na_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot nH_2O$ の微晶が，鉱石に含まれていた鉄分と混り合ってできる赤い泥状の廃捨物ができる。"赤泥"と呼ばれその量は鉱石4t当り（アルミニウムt当り）約1.4t（乾量換算）といわれる。その分析例は Fe_2O_3 32%, Al_2O_3 22%, SiO_2 17%, Na_2O 9%, TiO_2 6%, CaO 3%, H_2O 11%であり，何かに使えそうに見える。合衆国では土壌改良材として，また他の例としては赤色顔料などに利用することが試みられたが，日本ではまだこの廃捨物利用に成功せず，多量の水分を含んだままt当り数千円の費用をかけて外洋に投棄されているといわれる(岡本・柳田1975)。

III. ラテライト断面

筆者はかつてカロリン群島東端にあるポナペ島(岩生，1941)の玄武岩台地の上に発達するボーキサイト鉱床を調査し，そこに示された標式的な風化断面に強く印象付けられたことがある（第2図)。ボーキサイト鉱床では，ボーキサイト層を含めた風化断面の各層の厚さ，ボーキサイト粒の形と大きさ，ボーキサイトの主成分鉱物の種類と量比，原岩とそれに由来する残留鉱物や不純分・微量成分などに差はあるが，基調は総てポナペ島の場合と同じである。

ラテライト断面の生成

上述の様にラテライト断面は単純であってでき方も簡単であるかの様に見えるが，実は未だに論議の尽きない課題の一つである。その理由はボーキサイトを構成しているギブス石やカオリン鉱物が，原岩を構成している長石などからどの様な過程で生成されるかということが充分に解明されていないからである。単純に考えれば風化作用では長石が分解して先ずカオリナイトができ，そのカオリナイトが更に分解してギブス石ができるという順序であろう。これを式で表わすと次の通りであって，カオリンの生成とギブス

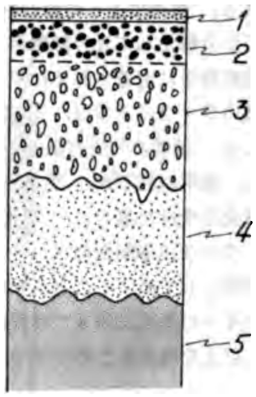
$$2KAlSi_3O_8 + 2H^+ + 9H_2O = H_4Al_2Si_2O_9 + 2K^+ + 4H_4SiO_4$$

カリ長石　　カオリン　　溶存シリカ

$$H_4Al_2Si_2O_9 + 5H_2O = Al_2O_3 \cdot 3H_2O + 2H_4SiO_4$$

カオリン　　ギブス石　　溶存シリカ

石の生成とは降下浸透雨水の H^+ イオン，K^+ イオンおよび溶存シリカの濃度如何に関係がある。これら濃度は雨水が降下浸透しながら式で示す様な反応を行うに従って変化するので，それに対応してラテライト断面に見られる様に鉱物の垂直方向の分帯ができ上る。この場合，鉱物の生成順序から見ると，カオリンが地表近い部分に生成され，ギブス石がその下位に生成される様に思われるが，反応速度を考慮に入れると，時間の経過の後に見られる風化断面では上位にはギブス石が卓越し，その下位ではカオリンが卓越することとなる（TSUZUKI，MIZUTANI，1971）。長石が風化を受けてその表面にカオリンが生長しつつある様子が電子顕微鏡で確かめられている例（BORST 他，1969）は少なくないが，ギブス石は常にカオリンの分解によってだけ生成され，長石から直接に生成されることはないのであろうか。



第２図　カロリン群島ポナペ島のボーキサイト鉱床に見られるラテライト断面（ボーキサイト層の下部までの深さ約１～２m）
１：表土，２：鉄質ピソライト，３：ボーキサイト結核，４：カオリン粘土（下部は原岩と漸移），５：原岩（玄武岩）

鉱物の溶解度（常温，常圧における）ということから見ると，長石，カオリン，ギブス石，シリカは何れも水に溶けるが，その臨界条件はそれぞれの場合降下浸透雨水の溶存シリカとアルミニウムイオンの濃度（一定の pH の下で）に支配される。ところがその濃度は浸透水の降下によって変化するので，それに対応して風化断面の上位から下位へ向ってギブス石，カオリン，シリカ（カオリンと共に）の沈澱生成が行われる（TSUZUKI，1976）。溶解を式で示すと次の通りである。

$$KAlSi_3O_8 + 4H^+ + 4H_2O = K^+ + Al^{+3} + 3H_4SiO_4$$

K-長石　　溶存シリカ

$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 6H^+ + 4H_2O = 2Al^{+3} + 4H_4SiO_4$$

カオリン

$$Al(OH)_3 + 3H^+ = Al^{3+} + 3H_2O$$

ギブス石

$$SiO_2 + 2H_2O = H_4SiO_4$$

何れにしてもラテライト断面における垂直方向の累帯の順序は同じである。すなわち，新たに雨水が次々と供給され溶脱作用が著しく行われる地表近くではシリカの溶存量が少なくギブサイトが生成され，溶脱されたシリカが濃集した下方ではカオリナイトが生じ，さらに下底部では溶存成分中のアルカリの濃度も高くなってイライトやモンモリロン石を生ずる（GARRELS，CHRIST，1965）。最下部では浸透雨水（地下水）の動きは緩かとなり，新たな雨水の供給は甚しく妨げられ，溶存成分は地下水中に濃集して基盤岩（原岩）との間に殆んど化学平衡を生じさせる。ラテライトを生成している風化殻の中を下降している地下水と，基盤岩中に浸透している地下水との成分の著しい差異はハワイ島の例（PATTERSON，1971）に非常によく示されている。当然，地下水の浸透に伴って H^+ イオン濃度も前掲の式から判るように順次変化する。一般に降下浸透地下水の pH 値は，ラテライト断面ではカオリン層以下では下底部へ向って大きくなる（SAKAMOTO，1960）。酸化鉄や水酸化鉄が地表近い部分に濃集するのもこのことに関連がある。

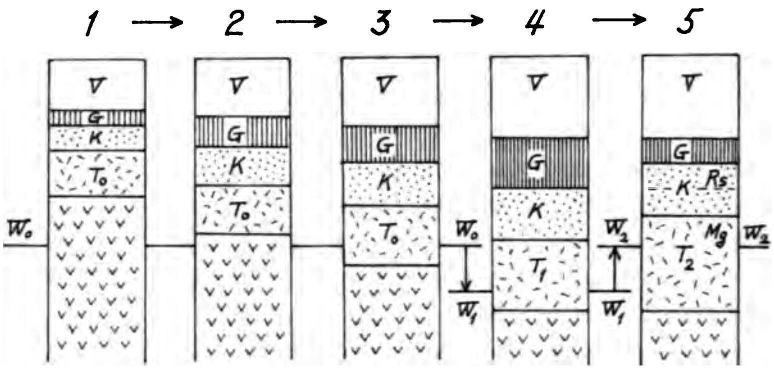
ラテライト断面の厚さと深さ

ラテライト断面の厚さと下限の地表からの深さは，風化による容積の変化および，基盤岩（原岩）と地下水とがほぼ化学平衡に達しそれ以上風化が進まなくなる深さ（最低地下水面に近い）とによって決定さ

れる。風化によって岩石を構成している鉱物が溶解して新しい鉱物が代りに沈澱する場合はもちろん，岩石が分解をして元の鉱物が風化鉱物に変る場合にも，多くの成分が溶脱されるので，水は結合水として風化鉱物中に定着されるに拘らず風化殻全体としては原岩より容積が減少する場合が多い。特にテラロッサ型のラテライトでは，非常に厚い石灰岩の風化によって初めて稼行可能な厚さのボーキサイト層が生成される。通常の火成岩あるいは堆積岩を原岩とする場合には容積の減少は余り著しくないであろう。従って，通常の岩石が，熱帯～亜熱帯多雨で雨期と乾期との雨量の差が大きく，乾期の地下水面が深い地域で風化を受けた場合に，風化殻の厚さは最も厚くなる筈である。

ラテライト断面のボーキサイト層ではギブス石あるいはベーム石が球状ピソライトまたは不規則な形の結核として産することが多い。これは，風化作用では最も溶脱され難く動き難いとされている Al もラテライトの生成に当っては移動していることを示している。

以上を取りまとめてラテライト断面の発達の順序を模式的に図示すると第3図の通りである。



第3図　ボーキサイト鉱床におけるラテライト断面発達の順序。1：初期，2：中途，3：完成期（定常状態），4：地下水面の降下，5：地下水面の復活。V：空になつた部分(もと原岩で占められていた部分，石灰岩などではこの厚さ大，玄武岩などでは小さい)，G：ボーキサイト，K：カオリン粘土，T_0, T_1, T_2：漸移帯，最下部：原岩。W_0：最低地下水面，W_1：降下した最低地下水面，W_2：復活した最低地下水面。Rs：Resilication によりボーキサイトがカオリン化した部分，Mg：カオリンなどがマグネシウム，アルカリなどの添加を受けてモンモリロン石や緑泥石，イライトなどになつていると考えられる部分。

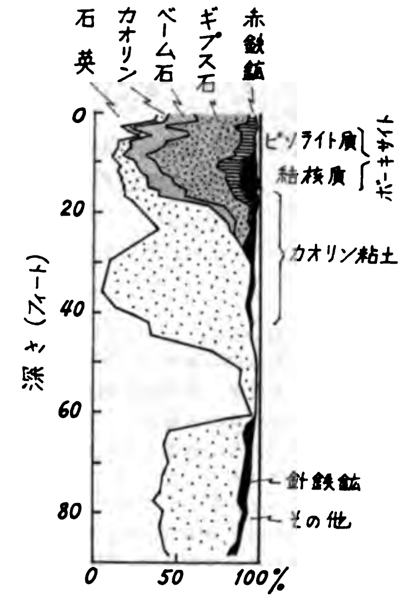
また，一例としてハワイ島の地下水の成分を示した（第7表）。

実例と resilication

Weipa からは日本に最も多量のボーキサイトが供給されている。JEPSEN 他（1974）の研究によると第三紀の浅海砂質堆積層を基盤，同じく多分原岩として厚さ約7～8 m のラテライト層が形成されている。ボーキサイト鉱層はこのうちの上位の部分約5～8 m 厚の部分であって，おもにギブス石から成るがベーム石を伴うピソライトや結核（第4図）からできている。ボーキサイト鉱層の下層に当るカオリン粘土層にはカオリナイトと石英との量比や粒度組成の変化に基づく明瞭な2階建の断面構造が認められる。この原因は明らかでないが著者によれば原岩となった第三紀の砂岩の層理の名残り，あるいはカオリン質砂岩層そのものである。この砂岩中にはもちろん，上位のボーキサイト鉱層中にも石英粒があるが，その溶蝕はカオリン層で既に始まっており，ボーキサイト鉱床中ではギブス石で交代されている。

第7表　ハワイ Kauai 島の火山岩および Saprolite（風化生成物の一種）中，および雨水の化学組成
(S.H. PETTERSON 1971 から抜粋引用)

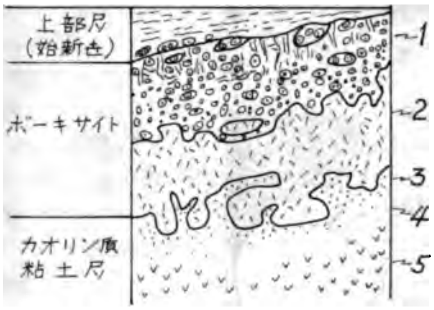
(ppm)	SiO_2	Al	Fe	Mn	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-1}	SO_4^{-2}	Cl^{-1}	硬度 ($CaCO_3$)	比抵抗 25°C (micromhos)	pH
雨水	0.1	0.00	0.00	0.03	0.6	0.3	0.8	0.0	3	1.3	2.0	2.6	18	5.7
	0.2	0.00	0.00	0.01	0.7	0.4	5.3	0.3	1	4.1	8.8	3.6	43	4.9
Saprolite ("表土"中)	2.9	0.11	0.00	0.26	0.08	1.9	11.0	0.6	1	2.7	19.0	10.0	90	4.6
	4.1	0.01	0.00	0.07	1.0	1.2	6.9	0.3	3	2.3	12.0	7.4	56	5.6
	2.6	0.03	0.06	0.54	1.0	2.3	8.6	0.6	6	6.5	16.0	12.0	78	5.3
新鮮な玄武岩中	32.0	0.03	0.00	0.00	13.0	14.0	30.0	1.3	96	37.0	30.0	92.0	331	7.8
	42.0	0.06	0.00	0.00	13.0	11.0	21.0	0.8	78	5.2	34.0	77.0	265	7.6



第4図　オーストラリヤ Weipa のボーキサイト鉱床におけるラテライト断面での深さに対応する鉱物組成の変化 (JEPSEN and SCHELLMANN, 1974 による)。

Bintan のボーキサイト鉱床はマレー半島南部の広域にわたって各所に発達する鉱床の一つである（早川，1957)。鉱床は三畳紀の頁岩，花こう岩類等を原岩とするものであって，その粒度構成と鉱物組成の深さに対応する変化については IIJIMA (1973) の研究がある。因に，ボーキサイトでは原料の処理上，化学組成と鉱物組成とだけでなく，粒度構成も非常に重要なことがらである．早川によれば，マレー半島南部地域のボーキサイトは多くの場合，上部に酸化鉄に富む紅土層があり，さらにその上部は表土で覆われている。三者の間には微かな不整合が認められるという。

Arkansas のボーキサイトは合衆国では重要な国内資源とされている。白亜紀の霞石閃長岩を原岩とするもので McKENZIE (1958) により美事な研究が発表され，その内容はその後多くの場合に引用されている。ここでは初生的なボーキサイトと再蝕性のボーキサイト層とがあるが初生的なものも始新世の地層で覆われている。図示するように模式的なラテライト断面（第5図）を作っているが，特に興味深いのはボーキサイト鉱層の上半部がピソライトおよび不規則細脈状のものからできている



第５図 U.S.A. Arkansas ボーキサイト鉱床の断面。ここのボーキサイトには再堆積したものもあるが，図は初生的なものを示す。1：ピソライト質ボーキサイト（最上部にギブス石の細脈が見られる。マトリックスはカオリン質），2：ピソライトを生じていないボーキサイト，3：カオリン質粘土，4：漸移帯，5：部分的にカオリン化した霞石閃長岩。(McKenzie, 1958による)

のに対し，下半部はピソライトを持たず，がさがさした感じの，いわゆる"花こう岩構造"のものからできていることである。何れも構成鉱物はおもにギブス石であって，鉱床生成に当って上半部ではアルミニウム成分もかなり動いたことは明らかである。顕微鏡で調べて見ると，ピソライトには割目がよく発達しており，そのうちにはカオリン鉱物で割目が充され，あるいはピソライトが交代されかかっているものもある。これはシリカが溶脱されて生じたギブス石が，その部分における条件の変化に応じて再びシリカの供給を受けてカオリン化したことを示すいわゆる"resilication"の現象である。

一般にこの現象は，浸透地下水の移動速度の変化や地下水面のレベルの復帰など，気候変化に対応する地下水中のシリカの溶存量の増加によって起こるもので，アマゾン流域のラテライトについても類似の現象のあることが述べられている (Sakamoto, 1960)。また，アフリカの幾個所かのボーキサイトには何回かの条件の変化に対応する鉱物学的な記録が留められている (Grubb, 1973)。

風化の速度

風化の速度は一般に地質，地形，地殻変動，気候などの条件によって異なるので個々の場合について推定する他ない。ボーキサイト鉱床では，その上が他の地層で覆われていない場合には言うまでもなく，覆われている場合にも，鉱床生成に要した年数の最大値を知り得るに過ぎない。例えば，インドの Deccan のボーキサイトは白亜紀の玄武岩を母材とし中新世の地層に覆われている (Iijima, 1967) ので，その年数は5,000万年を超えることはない。また，Arkansas のボーキサイトは白亜紀の閃長岩を母材とし始新世の地層で覆われているので (McKenzie, 1958)，生成には少くとも1,500万年間を超えてはいないこととなる。

一方，風化に当っての成分の溶脱の速度からラテライト生成の年数を算出しようという試みがある。すなわち，風化が行われた当時の単位体積単位時間当りの溶脱量を現在の河水の化学組成と雨量から推定しようとするものである。計算の手順は多少異なるが，Weipa のボーキサイトについては57×10^6年 (Yapsen, 1974) という値が出され，New Caledonia の超塩基性岩の風化帯が厚さを増して行った速さは台地上では2.9cm/1,000 yrs という (Trescases, 1976) 値となっている。この様な数字で示される平均速度は感じとしては様々であるが，風化が最も激しく行われた当時の雨量と河水の成分とを数値として把握できないことに問題を残す。前にも述べたように，風化がかなり長期間に亘った場合にはその間の気候変化が例えば resilication などの形で鉱床の中に記録を留めているにしても，それを風化速度の変化に対応させることは容易ではない。

ラテライト化作用ではないが，花こう岩礫の風化速度を，生成時期が判っている数段の段丘礫層の礫の風化程度の変化によって数値的に示した例（木宮，1975）がある。愛知県の三河・富草地域の前期鮮新世以降の段丘礫層中の花こう岩礫と現在の河床の新鮮な花こう岩礫との引張強度指数を比較すると，それらの値と各段丘の年代との間には明瞭な相関々係があることが報告されている。それによると，花こう岩礫がかなりカオリン化作用を受けざくざくの硬さ（引張強度指数−1.47）になるのに600万年以上を要している。論文に指摘されているように，この期間には温暖湿潤から氷期の冷温までの気候変化があり，風化

はそれらの綜合の結果である。

IV. 堆積相としてのラテライト質粘土層とカオリン粘土層

カオリン質粘土層とラテライトとの随伴

陸地でラテライト化が進んでいるときに，それに隣り合う内陸盆地または浅い内湾などには腐植も多量に流入し，比較的酸性な条件下で，陸地から溶脱されたシリカをやや多量に含む水が溜った水底に，カオリン粘土が安定な化学的環境を得て沈澱堆積し地層を形作ることは自然なことであろう。カオリンのうちのどれだけが陸地から運ばれたもので，どれだけが堆積盆地の中で生成されたものであるかは場合によって異なるが，多くの場合前者が卓越しているであろう。

北米 Missouri 州に発達する石炭紀の耐火粘土層では，地域のほぼ中央部にダイアスポアに富むボーキサイト質粘土層（Al_2O_3 約76%）があり，これを囲む周縁部にカオリン質粘土層（Al_2O_3 約38～35%）が分布している（KELLER, 1957）。後述する中国北部の礬土頁岩層の中にはボーキサイト質のものと，比較的カオリンに富むものとが層相の変化として示される場合が多い。PEYRONNET (1974) は南仏のボーキサイトとカオリン質粘土層との関係に着目している。比較的短期間のうちにボーキサイトの生成とカオリン質粘土の生成とが交互に繰返して行われた好例はポーランドの Nowa Ruda 炭田の石炭紀の地層の中に示されている（GORZYNSKI, 1968）。ここでは斑れい岩を基盤とするが，その上に発達する風化堆積層のうちには菱鉄鉱に富むボーキサイト層や鉄分に富む粘土層を狭んでいる。非常に小規模であるが，日本の上部古生層中にも両者が場所的に，あるいは時間的に近接している例を挙げることができる。

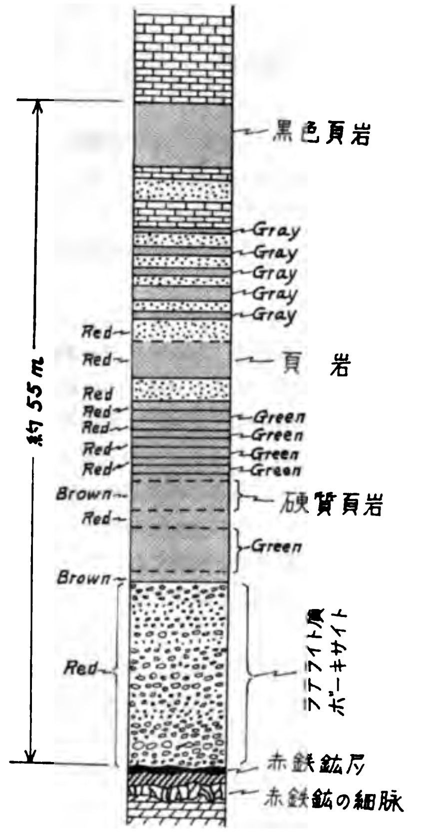
ラテライト質堆積層

造陸運動あるいは緩かな上昇沈降の間隙にラテライト化が進むと，中国大陸北部に見られるような平行不整合面を覆う高アルミナ質の堆積層を生ずる。広大な地域に生成されたラテライト物質は浅い海進により，再蝕→堆積→風化を繰返しながら広い範囲に堆積するからである。イラン中部には三畳紀のラテライト質ボーキサイト層が広く発達している。鉄分が多く（Fe_2O_3 18～29%），現状では開発の対象となる程品質がよくない（Al_2O_3 43～33%）が，高アルミナ質堆積層の生成過程の一つをよく示している。非整合面に沿ってラテライト化した三畳紀のドロマイト層を覆う厚さ約10m の赤色ボーキサイト層には，ダイアスポアと赤鉄鉱から成る小さいピソライトができているだけでなく，再蝕されたピソライトの破片や，その破片を核とするピソライトも数多く含まれている。これは広範囲に亘って風化作用と堆積作用とが頻繁に繰返されたことを示す。柱状図（第6図）で見る通り，赤色のラテライト層から上位に向って地層の色は赤，緑，灰などを繰返しながら全体として灰色へと移化している。すなわち，水侵が進むに従って堆積の場の環境が次第に酸化状態から還元状態へと移行したことを示している。

石灰岩との随伴

南仏，イタリヤ，ユーゴスラビヤなどのラテライト質ボーキサイトが石灰岩層を基盤としているのはもちろんであるが，ここで特に取上げたいのは，ラテライト層あるいはボーキサイト層と殆んど同層位あるいは直上の層位にある石灰岩層との関係である。$CaCO_3$ はラテライト化作用に当っては最も溶脱され易い成分であるから，石灰岩層とボーキサイト層とが細かい互層を作ったり，石灰質のボーキサイト層が生成される可能性はない様に思われる。

しかし，マレー半島南部ではボーキサイト鉱層を殆んど平行不整合的に覆う紅土層あるいはこれと同層位のラテライト質粘土層の中にサンゴを含むものが報告（早川，1957）されている。これは極めて近くから供給された石灰質の砕屑物を含むラテライト質堆積物の生成例である。ノルウェー Trondheimsfjorden の西岸の紅色礫は OFTEDAHL (1972) によると中部ジュラ紀のもので，おもにカオリン，菱鉄鉱，方解石からできており，少量の赤鉄鉱によって着色されている。また，西インド Saurashtra 半島のボーキサイトには再堆積の構造があり，そのマトリックスには方解石が認められる（IIJIMA 1967）。このような事



第６図　イラン中部 Kerman 地域に発達する三畳紀のラテライト質ボーキサイト鉱床の柱状図。ボーキサイト層を含めて，下部から上部へ向つて，地層の色が赤→赤，緑の繰返し→灰へと変つている。これは堆積環境の変化（酸化状態→還元状態）に対応していると考えられる。

実は，熱帯～亜熱帯多雨の地帯では，陸上でラテライト化作用が進み，陸地縁辺の浅く静かな海底には石灰質砂または石灰質泥の堆積，沈澱が行われ，両者の中間帯ではラテライト物質と石灰質のものとが，交互に，あるいは入り混って堆積したことを物語っている。次項で述べる日立市南方の斜長石を含むクロリトイド片岩（SEKI, 1955）は，このような堆積物が変成作用を受けて生じたものと考えられる。

V. ラテライト質化石土壌あるいは同粘土層の変成作用

エメリー鉱床・クロリトイド岩および十字石岩

トルコの西部はエメリーの産地として有名である。コランダム，磁鉄鉱，Fe-Al スピネルなどの緻密な集合体であって，その産状と化学組成とから上部古生代（GOEKSU, 1954）のラテライトあるいはラテライト質ボーキサイトを原岩とするもので，それらが熱変成作用を受けて生じたものとされている。同様の原岩が広域変成作用を蒙った地域では，変成度の差に応じてクロリトイドに富む岩石あるいは十字石に富む岩石となっている。ボーキサイトを構成していたと思われるダイスポアが変成作用から逃れて残されているものもあり，“dias-porite” と呼ばれている。トルコ西部ではエメリー鉱だけでなく，上に述べた変成岩もいくつかの地域に密集して発達し相互に関連の深いことが示されている。何れも鉄分とアルミナ分に富んでいるのが特徴である。これに較べて鉄分に乏しく，ややシリカに富むカオリン粘土を原岩とする変成岩である藍晶石片岩も同じ地域内に発達していることは注目に値する。何故かならば，前項で記したように，ラテライトとカオリン質粘土との意味のある随伴関係が世界各地にしばしば実在するからである。

地球上には熱変成作用によって生成されたエメリーあるいはエメリー類似の岩石，紅柱石ホルンフェルス，広域変成作用によって生じた十字石岩，クロリトイド岩，藍晶石岩，ケイ線石岩などは決して少なくない。すなわち，ラテライトやカオリン粘土層のうちには変成作用を蒙ったものが少くないと言える。

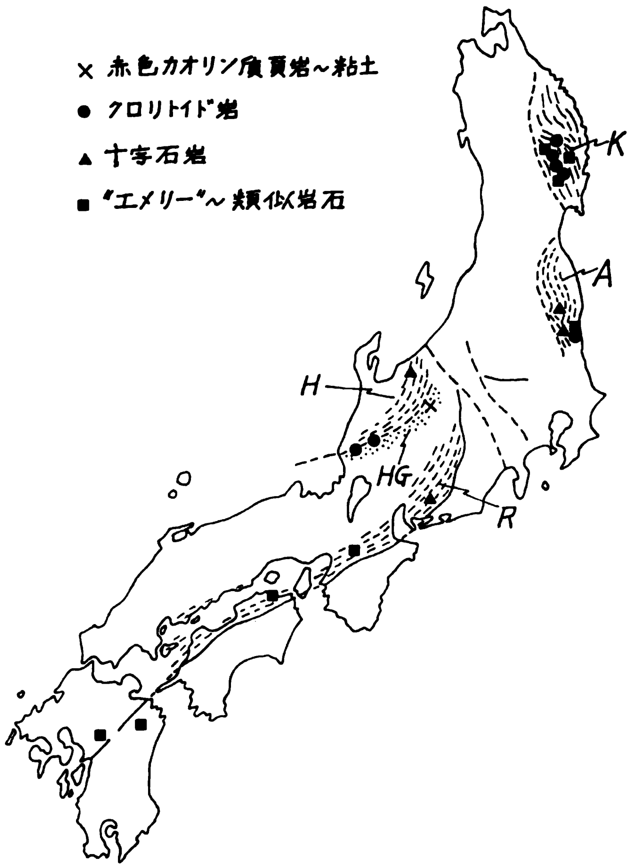
日本におけるエメリー鉱，クロリトイド岩，十字石岩

筆者（1972）は九州新木浦鉱山のエメリー鉱床が古期地層中のラテライト質化石土壌あるいはラテライト質堆積層に由来する熱変成岩であることを初めて明らかにしたが（IWAO, 1973），その後北上山地の各所に発達するクロリトイド片岩あるいは紅柱石岩もまたラテライトあるいはカオリン質層状ラテライトにそれぞれ由来することを示唆した。

クロリトイド岩は北上山地の変成帯だけでなく，阿武隈変成帯，飛驒外縁帯などから既に報告されているし，十字石岩は阿武隈変成帯，領家変成帯，飛驒変成帯中から幾個所か報告されている。また，エメリーは新木浦の他に，標式的なものではないが，磁鉄鉱・赤鉄鉱などに富むコランダム岩などを主とするも

のが北上山地の一部から報告されている。多くは古生界のものを原岩としている（第7図）。

これらの変成岩は総て薄層理の石灰岩に密接に伴うのが特徴であり，かなり暖かい気候条件下で陸地に近い場所に生じたラテライト質層あるいは同じような場所の鉄分に富むカオリン粘土に由来するらしいことを示している。しかし，このことの強力な根拠としては3つを数えることができる。第1は猪郷（1961）により発見された飛騨外縁帯石炭紀層中の赤色カオリン粘土（頁岩）層の存在である。これは石炭紀層中の非整合面に生成されたもので，上位に向って赤色から灰紫色となり，最上部の黒色頁岩に移化している。灰紫色部では赤色の原因となっている赤鉄鉱の量が減り，代りに菱鉄鉱が増えている。さらに上位には再び石灰岩層が現われ，次に第2の赤色カオリン粘土層が続く。これは粘土層の堆積環境が地表に近い酸化状態から次第に還元状態へ変って来たことを示しているが，多分海進によって内湾の水深を次第に増して行き，最終的には海とつながり石灰岩が生成されるに至ったものであろう。

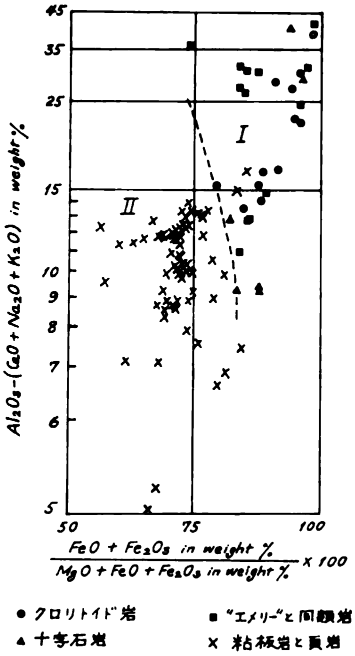


第7図　日本の古期岩層中に産するラテライト質堆積岩起源の変成岩の分布。×記号は未変成の赤色カオリン質粘土層（頁岩）一石炭紀一の谷層。A：阿武隈変成帯，H：飛騨変成帯，HG：飛騨外縁帯，K：北上山地の古期堆積層の分布範囲，R：領家変成帯（紀伊半島，四国の"エメリー"～類似岩はゼノリス）

第2の根拠は新木浦のエメリー鉱中に留められている ピソライト構造である（岩生，1972）。熱変成作用によって紅柱石やキン青石の粗大な斑状変晶ができているに拘らず，その中に Fe-Al スピネルや磁鉄鉱・イルメナイトなどの細かい結晶が集まって原岩の同心円状ピソライトや再蝕により壊されたピソライトなどの形を描き出している。広域変成岩では偏圧のため，原岩の構造組織が変形してしまうことが多いが，ホルンフェルスでは一般にそれがよく保存されている例でもある。

第3の根拠はそれら変成岩の化学組成に見られる共通の特徴である。すなわち，図のように（第8図）MgO に対する Fe-oxides の比が通常の泥質岩あるいは泥質起源の変成岩に較べて非常に大きいこと，および TiO_2 の含有量が同じく非常に大きいことである。先カンブリヤ代の縞状鉄鉱は鉄分に富むことでは共通点を持っているが Al_2O_3 と TiO_2，とくに TiO_2 に乏しい点で著しく異なる。

北上山地の一部では上部古生層中に砂鉄鉱床が発達している（加藤，1954）。著者も指摘しているように，この鉱床はホルンフェルス化し，極く近い場所には殆んど紅柱石だけから成るホルンフェルスが認められる。更に注目を惹くのはやはり近くにクロリトイド岩が発達し，また菱鉄鉱あるいは硫化鉄に富む砂



第8図　日本の古期ラテライト質堆積岩起源の変成岩及び同じく古期粘板岩～頁岩の化学組成。I：同変成岩の範囲，II：キン青石だけを主な変成鉱物とする変成岩の範囲。

岩が見られることである。何れも砂鉄層と非常に近接した層準であって，これらの原岩がほぼ同じ時期に岸辺近くの水底に堆積層を作りつつあったと考えられる。砂鉄ホルンフェルスは塩基性火山岩の風化残留物が淘汰作用を受けて堆積したもの，紅柱石ホルンフェルスは風化によって生じたカオリン粘土部分が淘汰作用により集まって堆積したもの，クロリトイド岩はラテライト質層状堆積物に，それぞれ由来したと考えられる。また，砂岩の砂粒の隙間を充たしている菱鉄鉱あるいは硫化鉄の存在は当時の堆積の場の酸化還元状態の変動を示していると考えられる。

大陸では大規模に発達するこのような変成岩が日本では小規模ではあるが，相互に隣り合って産出していることは甚だ興味深い現象である。

VI. しめ括り

熱帯～亜熱帯多雨の地域では，現在もボーキサイトは生成されている。しかしその速度は非常に小さく到底莫大な消費量を補い得るものではない。この限りでは，鉱床の研究，調査，探査，開発などについては他の地下資源に対する場合と同じ発想が適用される筈である。すなわち，基礎的な資料として求められるものは既知の鉱床の分布，規模，品位，その他地質学的，鉱物学的および鉱床学的な性質である。しかし一度び鉱床の探査の領域に踏み込むと，鉱床の成因についての作業仮説なくしては一歩も進むことができない。この意味でボーキサイト鉱床の場合には，それぞれのラテライト断面のでき方を解明することが中心的課題である。筆者が自らの意見を加えて先ずこれについてのいくつかの研究成果を紹介したのはこのためである。

ここで，ボーキサイトの様にともかく今も生成されている現世の鉱床の議論の場合には当然触れるべくして取上げなかったことがらの一つがある。それはラテライト断面は，進行しつつある風化作用と侵蝕作用との平衡によって成立っている一つの定常状態を示すものではないかということである。現実にはそれぞれの場合での地殻の隆起と沈降の速度，気候変化の速度などの函数としてラテライト断面の姿が決定されるであろう。

今一つ割愛したことがらにアルミニウムの潜在資源の問題がある。ボーキサイトは豊富とはいえ，消費量の増大と資源の偏在性とが変らない限り，この問題は常に研究対象となる。他の資源に対するのと同じ様な考え方が多分妥当であろう。すなわち，低品位ボーキサイト，層状ボーキサイト，層状カオリン～カオリン質ボーキサイト，およびそれらの変成作用により生成された層状変成岩等に着目することである。極めて多くの場合，堆積源低品位鉱床の潜在資源的価値は高まりつつある。

謝　辞

引用資料，とくに統計資料は東京大学工学部資源開発工学科のものを利用させて頂いた場合が多い。同学科武内教授に心から御礼を述べたい。

参考文献

BORST, R. L. and KELLER, W. D. (1969) : Scanning electron micrographs of API reference

clay samples. *Proc. Int'l Clay Conf.* 1969.

Emery, Diasporite and Bauxite Deposits of Turkey (1965). Publication of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey. No. 122. Ankara.

GARRELS, R. M. and CHRIST, C. L. (1965) : Solutions, Minerals and Equilibria. Harper and Row, New York, Evanston and London.

GOEKSU, E. (1954) : Über die Geologie und Genese der Bauxit-Vorkommen in der Turkei. *Proc. Congr. Geol. Int'l.* Sect. 12, Alger. 182–197.

GORZYNSKI, Z. (1968) : Carboniferous bauxites and argillites in "Genesis of the Kaolin Deposits" Rept. 23 rd Session, *Int'l Geol. Congr.*, Czechoslov. 115–124.

GOUDARZI, G. H., et al. (1976) : Supply of nonfuel minerals and materials for the United States energy industry, 1975–90. *U.S.G.S. Prof. Pap.* 1006–A, B.

GRUBB, P. L. C. (1973) : A preliminary account of bauxite in Rhodesia, Mozambique and Malawi. I.C.S.O.B.A. 3e Congrès Int'l. Nice. 223–232.

早川淡一(1957)：マレー半島南部のボーキサイト鉱床．地学雑誌 **66**(2), 8–23.

IGO, H. (1960) : First discovery of non-marine sediments in the Japanese Carboniferous. *Proc. Japan Academy* **36**(8), 498–502.

IIJIMA, A. and OGASAWARA, K. (1967) : The Palaeogene bauxite in the Saurashita (Kathiawar) Peninsula, West India. *Jap. Jour. Geol. Geogr.* **38**(1), 1–11.

IIJIMA, A., KIMIYA, K. and YAMAMOTO. H. (1973) : Relationship between mineral composition and grain-size distribution in the low-grade bauxite deposit on Bintan Island. I.C.S.O.B.A. 3e Cong. Int'l. Nice. 55–60.

猪郷久義(1961)：一の谷層(石炭系)に認められた非整合と礬土質頁岩について，地質学雑 **67**(788). 261–273.

岩生周一(1941)：内南洋ポナペ島雑記，地学雑誌 **16**(8), 341–350.

岩生周一(1972)：新木浦鉱山産"エメリー"鉱に見られるラテライト構造，鉱山地質 **22**. 359–369.

IWAO, S. (1973) : Chemical compositions of aluminous metamorphic rocks from the Kitakami Mountains, northeast Japan—A suggestion as to the occurrence of lateritic sediments in the upper Palaeozoic systems in Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo.* Sect II, **18**(3). 455–474.

JEPSEN, K. and SCHELLMANN, W. (1974) : Über den Stoffbestand und die Bildungen der Bauxitlagerstätte, Weipa/Australien. Geol. Jb. D 7. 19–106.

加藤謙次郎(1954)：岩手県雲上鉱山の地質鉱床．岩砿 **38**. 48–61.

KELLER, W. D., WESTCOTT, J. F. and BLEDSOE, A. O. (1957) : The origin of Missouri fire clays. *Proc. 2 nd Nat. Conf. Clays and Clay Minerals.* 7–46.

木宮一邦(1975)：三河・富草地域の花こう岩類の風化速度．地質学雑 **81**(11). 683–696.

MCKENZIE, G. J. (1958) : Geology of the Arkansas bauxite region. *U.S.G.S. Prof. Pap.* 299.

OFTEDAHL, C. (1972) : A sideritic ironstone of Jurassic age in Beitedfjordem, *Trφndelag. Norsk. Geol. Tids.* **52**(2), 123–134.

岡本祥一・柳田博明 (1975)：赤泥問題に対する提言．セラミックス（窯業協会機関誌）**10**(8). 573–579.

PATTERSON, S. H. (1967) : Bauxite reserves and potential aluminium resources of the world. *U.S.G.S. Bull.* 1228.

PATTERSON, S. H. (1971) : Investigation of ferruginous bauxite and other mineral resources on Kauai and a reconnaissence of ferruginous bauxite deposits on Maui, Hawaii. *U.S.G.S. Prof. Pap.* 656.

PATTERSON, S. H. and DYNI, J. R. (1973) : Aluminium and bauxite. in "United States Mineral Resources". *U.S.G.S. Prof. Pap.* 8–20.

P. de PEYRONNET and ROCH. E. (1974) : Argilites et bauxite de provence. *Rev. de Géogr. Phys. etde Géol.* **16**(3). 313–326.

SAKAMOTO, T. (1960) : Rock weathering on "Terras Firms" and deposition on "Várzeas" in the Amazon. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo.* Sect. II, **12**(2). 155–216.

SEKI, Y. (1955) : On calcic plagioclases associated with chloritoid schists in the Hitachi

district, Ibaragi Prefecture, Japan. *Sci. Rept. Saitama Univ.* Ser. B. **2**(1). 115–131.
SHIMIKIN, D. M. (1953) : Minerals: A Key to Soviet Power. Harvard Univ. Press.
TRESCASES, J. J. (1976) : Geochemistry of waters as related to weathered ultramafic rock in New Zealand. in "Water-Rock Interaction" edt. by J. CASEK and T. PACES. Geol. Surv. Prague. 109–117.
TSUZUKI, Y. and MIZUTANI, S. (1971) : A study of rock alteration process based on kinetics of hydrothermal experiment. *Contr. Mineral. and Petrol.* **30**. 15–33.
TSUZUKI, Y. (1976) : Solubility diagrams for explaining zone sequences in bauxite, kaolin and pyrophyllite-diaspore deposits. *Clays and Clay Minerals*, **24**(6). 297–302.
VALETON, I. (1972) : Bauxites. Elsevier Publ. Co., Resources for Freedom: Report to the President. by the President's Materials Policy Commission, U.S.A. 1952.

(1977年3月28日受理)

地学雑誌 86, 4 (1977)

大気環境調査について

箕 輪 年 雄*

Special Projects on Study of Atmospheric Environment in Japan

T. MINOWA*

Abstract

Recently, in Japan several projects on the study of atmospheric environment have been conducted by Japan meteorological Agency. The aims of these projects are to provide useful informations on the planning of a new establishment of industrial complex from the view-point of conservation of air quality.

This paper is dealt with results of the Akita Bay Area Project and also includes results of the Western Seto Area Project and the Mutsu-Ogawara Area Project. Akita Bay Area is located on Japan Sea side of the northern Honshu. Then special emphasis was given on the meteorological observation in atmospheric boundary layer in this project. Especially, distribution of wind and temperature was observed not only horizontally, but also vertically.

The author analyzed the surface airflow, air-stream and temperature distribution in atmospheric boundary layer, inversion layer and mixing height in this area.

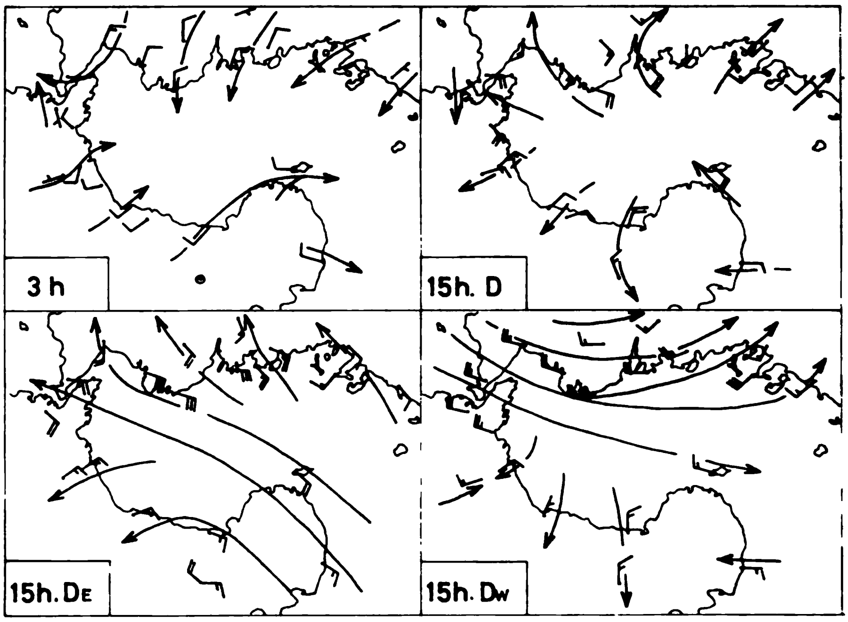
I. はしがき

大気汚染にかかわる大気環境保全のための対策を検討するのに必要な，基礎的な気象資料を得ることを目的とした調査が気象庁において実施されている。対象地域は大規模工業基地関連の西瀬戸・むつ小川原・秋田湾地域及び超過密状態にある南関東地域である。調査は昭和46年度から順次3年計画で実施されており，現在南関東の調査が進行中である。

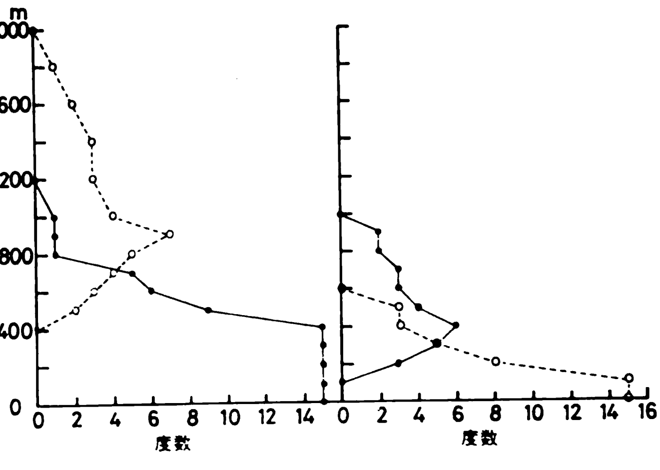
工業地域などのように大気汚染源が地面付近にある場合でも，汚染質は大気境界層内に広く拡散することが多い。このような汚染質の移流拡散に関する気象調査は，大気境界層を含む低層大気を対象とするものでなければならないのはいうまでもない。これに対して既設の気象観測所では地上観測の資料しか得られないのが実情であり，また気象庁の高層気象観測は大気の大規模な流れを対象としているため，大気汚染のような局地性の強い現象とくらべるとその観測点密度は極めて疎であって，全国で18地点で観測されているに過ぎない。このような気象観測の現状であるから，調査は低層大気の気象観測から始められた。

大気汚染質の大気中における振舞いにはいろいろあるが，移流と拡散は最も重要なものとしてあげられる。これは気流と成層状態に関係するので，風と気温の空間的・時間的分布の実体把握を目途とした観測が実施された。観測は通年観測と特別観測とに区分される。通年観測は既設観測点における地上観測を主

* 名瀬測候所, Naze Meteorological Observatory



第3図　晴天弱風時の気流合成図（長羽1本2m/s 短羽1本 m/s）



第4図　海風最盛時（左図）と朝の陸風時（右図）における発散の高度別度数（●：発散，○：収束）

吹いているが，九州側では海風となっている。

(4) 海陸風の鉛直分布

特別観測期間に陸風又は海風の発達した日がそれぞれ15日あった。陸風時の気流は周防灘への収束，海風時の気流は周防灘からの発散として特徴づけられるので，朝の陸風時及び昼の海風最盛時における各高度の気流の発散か収束かを調べた。第4図にその度数分布を示す。陸風高度は100～500m，海風は400～1000m，地上の発散（収束）の上に収束の現われた例はおよそ1/2である。

(5) 九州の局地低気圧による気流

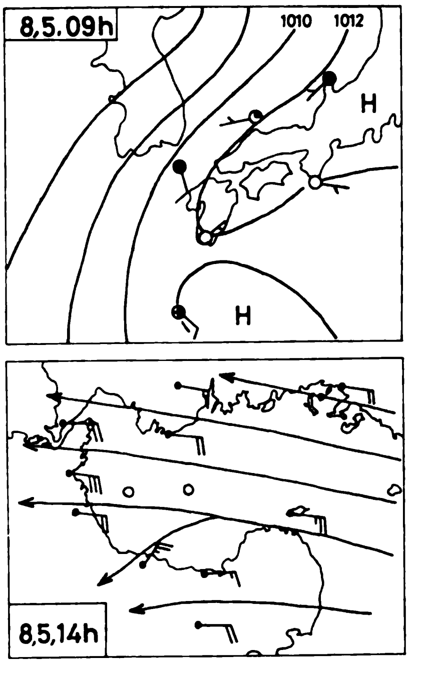
暖候期の日中，九州に局地的な低気圧の発生することがある。このときはアジヤ天気図からは期待されない東風が吹く。その1例を第5図に示す。この東風は地上数百メートル以下にみられる現象で，この例のように山口県側まで東風になることもあり，また九州側だけに現れることもある。この日は9時頃から海風が吹き出していたが，昼頃から東風が卓越するようになり，14時が最盛で夕方から次第に衰えた。

(6) 気温日変化量の鉛直分布

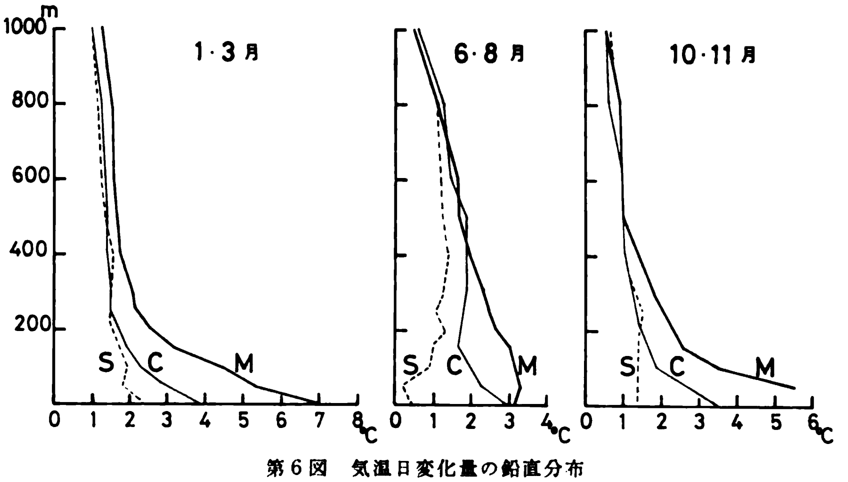
気温鉛直分布の観測は朝・昼・夕の1日3回であるため，気温日較差の正しい値は求められない。そこでこの3回の観測値のうち最高値と最低値との差を高度別に求めて日変化量とした。観測地点を山間，沿岸・海上の3群に分け，二俣瀬・勝山・安心院の平均を山間（M）とし，宇部・行橋・長州の平均を沿岸（C）とし，海上2地点（第5図に白丸で示した地点）の平均を海（S）とした。結果は第6図のとおりである。日変化量は一般に下層で大きくて，地上500m 以上では小さい。下層の日変化量は山間部で最も大きく，沿岸がこれにつぎ，海上の日変化量は高度にかかわらずほぼ一様になっていることが特徴的である。

(7) 気温逆転層の出現率

この地域の気温逆転には接地性のものが多く，これは内陸部の冬と秋の朝には50%以上の出現率をもっている。海面温度は春から夏にかけては気温より低くなっているが，海上における接地逆転は夏（6月・8月）に高い出現率を示し，秋にはほとんど観測されていない。海上の接地逆転は陸上におけるような放射性のものではないので，気温の高まる昼から夕にかけての出現が多い（第2表）。



第5図　天気図（8月5日，1972）と流線図（250m）



第6図　気温日変化量の鉛直分布

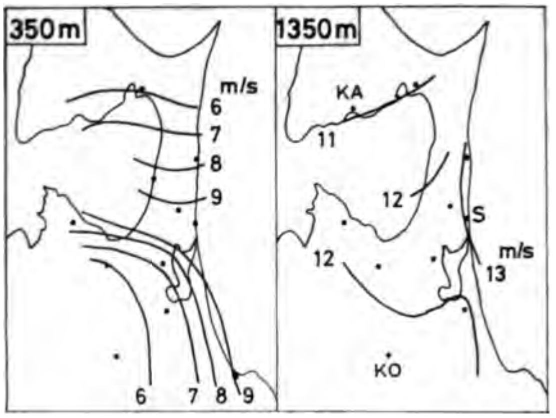
2. むつ小川原地域

(1) 風速の地理的分布

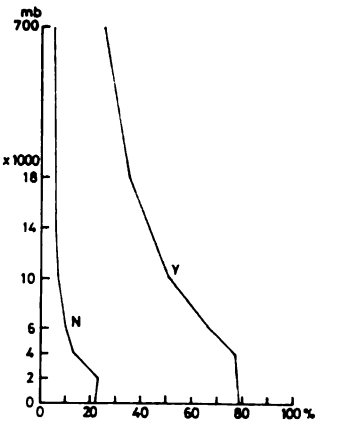
下北半島のつけ根の小川原湖北部に東西にのびる帯状の強風域が現れていて，むつ湾と太平洋を結ぶ風道を形成している。この強風帯は季節に関係なく現われているが，どちらかというと寒候期よりも暖候期の方が顕著である。強風帯の現れる高度はおよそ1000m 以下であって，それ以上の高度では第7図にみられるように風速の地域差はほとんどなくなっている。

第2表　高度別の気温逆転層出現率(%)

高　度	季	山間			沿岸			海上		
		朝	昼	夕	朝	昼	夕	朝	昼	夕
0～50m	冬	47	4	9	39	4	6	15	7	29
	夏	23	0	0	6	0	10	20	33	50
	秋	64	0	7	56	10	23	8	0	0
50～150	冬	55	4	0	31	19	10	18	22	14
	夏	18	0	0	25	10	0	15	27	56
	秋	58	0	0	45	3	0	0	5	0
150～300	冬	24	0	7	23	14	6	29	21	14
	夏	22	0	0	9	13	17	31	13	0
	秋	16	0	0	7	0	0	6	0	0
300～1000	冬	19	3	10	13	3	14	24	11	9
	夏	6	10	5	5	5	8	13	13	7
	秋	26	13	8	22	3	0	15	7	0



第7図　高度別の平均風速地理的分布（6月と8月の平均）

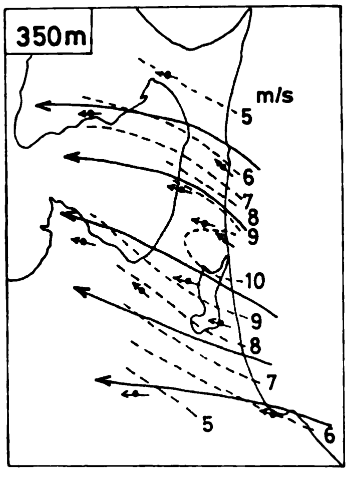


第8図　東分風出現率の鉛直分布（三沢）(Y：やませ期間，N：非やませ期間)

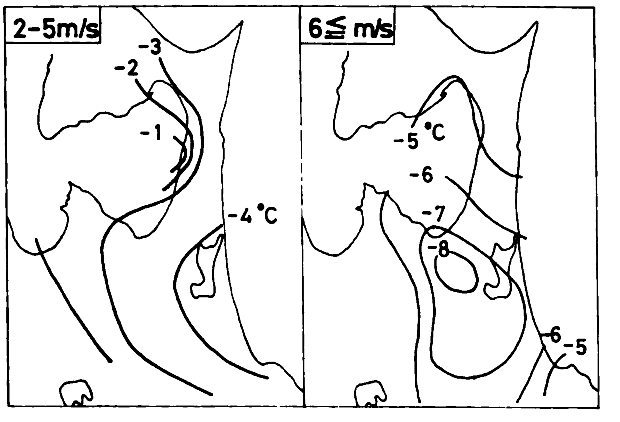
(2) やませ風の鉛直分布

三陸沿岸地方では東寄りの風をやませと呼び，夏季のやませは低温をもたらすので凶作風として知られている。いま新納屋の3時間毎の風向観測表において，NNE～SSE の風が6回以上続いている期間をやませ期間と定義した。ただしやませの短期間の中断はこれを連続しているものとみなした。このように定義されたやませは，1971年から3年間の観測によると，5月から9月までの暖候期に多く，6月中旬から9月中旬までが最も現れ易くなっている。しかし8月上・中旬の盛夏季の発生は少ない。またやませの5～9月における平均持続時間は約3日となっている。

5月から9月までのやませ期間内に，三沢の各高度の風向が NNE～SSE となっていた度数百分率が第8図に示される。図には5～9月のやませ期間外に現れた NNE～SSE の度数百分率も非やませとして記入されている。資料期間は1972，73の2年間である。



第9図　やませ期間の卓越風（8～18h）

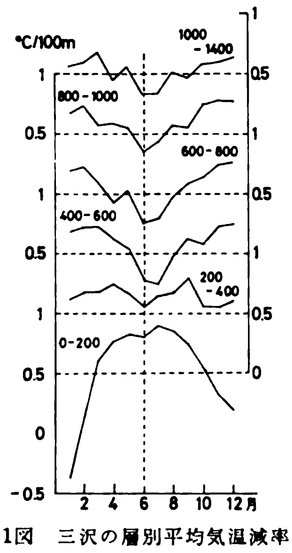


第10図　やませ日と非やませ日との日最高気温の差（ENE～ESE）

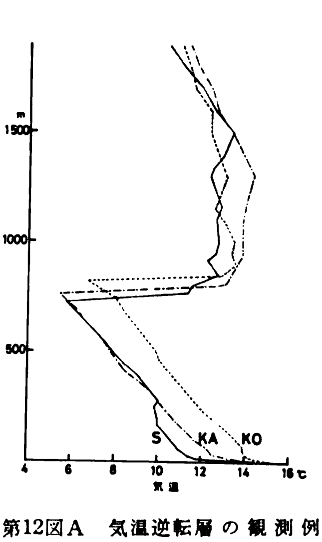
図によればやませ期間の東分風出現率は地上から400m までほとんど一定である。したがってやませの東分風の高さは一般に400m 以上であることがわかる。東分風出現率が地上の ½ となる高度は1600m, ⅓ となる高度はおよそ3000m である。

(3) やませ期間の卓越風

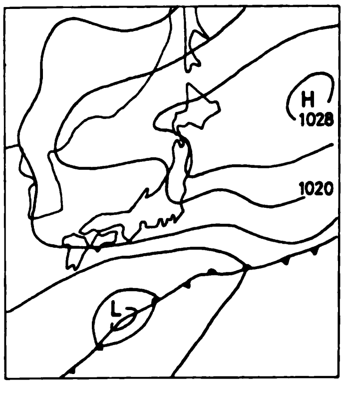
特別観測のうち，やませ期間に含まれているものを抜き出し，最多風向とその風向の平均風速を求めて作成したのが第9図である。図は350m 高度のもので，卓越風向はおおむね ESE であり，その地域差は少ない。一方風速には顕著な地域性が認められ，第7図と同様に下層においてははっきりした強風帯が存在している。



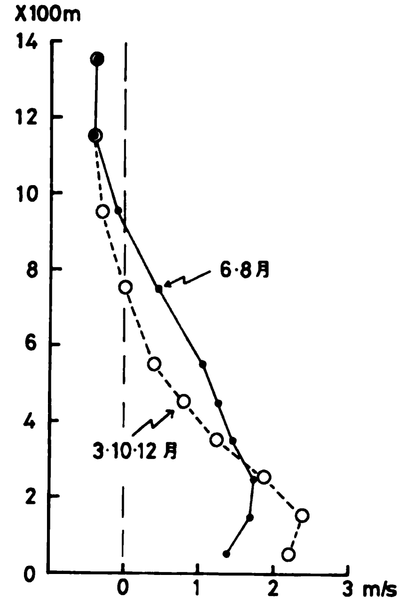
第11図　三沢の層別平均気温減率の年変化（9時）



第12図A　気温逆転層の観測例（6月12日15時，1973）S：新納屋，KA：川内，KO：小沢口



第12図B　地上天気図，（6月12日9時，1973）



第13図 沿岸と内陸との風速差の鉛直分布

(4) やませ期間の気温

1日の大部分（6/8）がやませ期間に入ったときをやませ日とした。やませ日と非やませ日のそれぞれについて，日最高気温の月間平均値を求め，両者の偏差を求めた。資料期間は昭和46年から3年間の5～9月である。第10図には新納屋の風向がENE～ESEのときのものが風速階級別に示してある。やませ時の低温の偏差の最も大きい地域が小川原湖周辺に現われている。

(5) 気温の鉛直分布

三沢の2年間の高層気象観測資料から，層別の月平均気温減率を求めて作成したものを第11図に示す。接地気層の減率は冬に小さく夏に大となっている。400m以上における減率は冬に大きく夏に小さい年変化を示し，6～7月の梅雨期に最小となっている。この傾向の最も顕著に現われる高度は400～800mであって，梅雨期にはこの高度に気温逆転のおこり易いことを示唆している。

6月の特別観測期にはやませがよく現われた。このときの気温鉛直分布観測によれば，地上数百ないし千メートル付近に顕著な気温逆転層のみられることが多い。その一例を第12図に示した。図示した3地点は第7図にその位置が示してある。この例は逆転層が最も顕著に現われた場合であるが，数十キロメートル離れた3地点ともほぼ同じような逆転層が観測されている。このときの風向は地上天気図からも分るように東ないし南東となっていたが，内陸にある小沢口では逆転層から下の気層で2°C近い昇温を示している。

3. 秋田湾地域

(1) 沿岸と内陸との風速

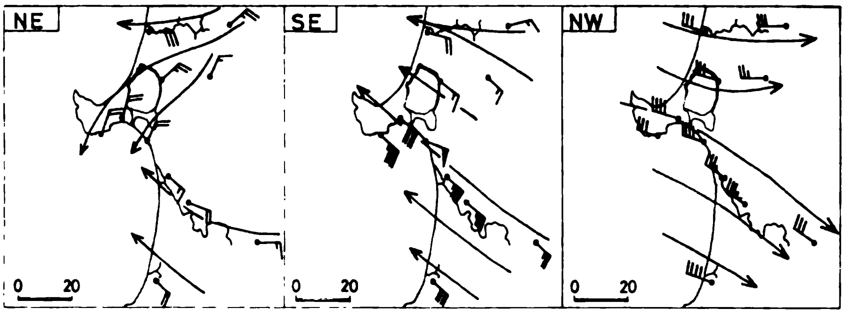
風速は一般に沿岸部で強く内陸で弱い。沿岸と内陸との風速差の鉛直分布が特別観測資料によって調べられた。これが第13図である。海岸から5km以内にある6地点（能代・脇本・女川・天王・秋田・本荘）の平均値を沿岸の風速とし，内陸風速としては海岸から28kmの上小阿仁，31kmの鷹巣，38kmの大曲の3地点の平均をとった。両者の差を高度別に求めて図が作成されている。

寒候期では200m以下，暖候期においては300m以上の接地層では沿岸と内陸との風速差は2m/s内外で，鉛直方向にはほとんど変化していない。この層における風速差は暖候期より寒候期の方が大きい傾向が現れている。接地気層の上空での風速差は高度を増すにつれて減少している。減少の割合は寒候期に大である。沿岸と内陸との風速差のなくなる高度は暖候期で約900m，寒候期で700～800mとなっている。

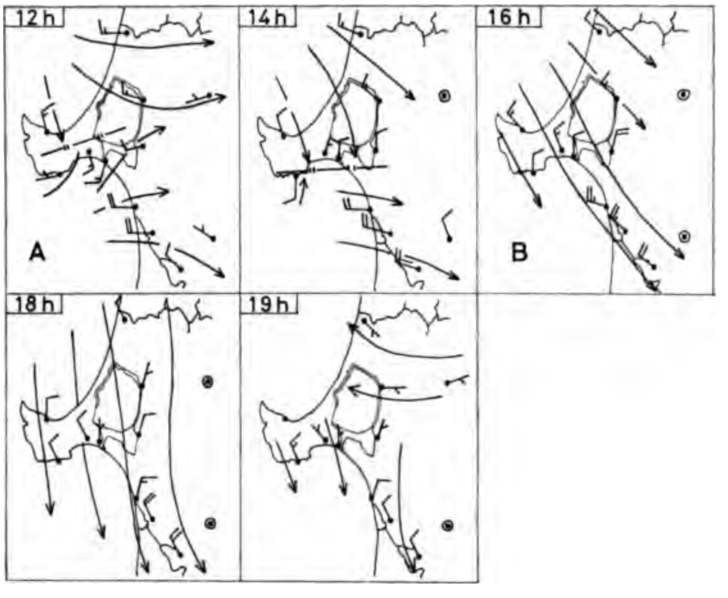
(2) 風系別の合成風

特別観測時の流線図が作成され，気流の方向にしたがってこれを8方位の型及びその他のものに分類された。各分類型別に観測地点の卓越風向とその分類型の平均風速が求められ，合成図が作成された。そのうち特徴のあるものが第14図に示されている。

図の左は男鹿半島付近に北東風が卓越している場合である。このとき雄物川流域の地方ではE～S風となっていて，風速は北部よりも弱い。図の中央は南東気流の場合である。雄物川流域では南東が強く，北方の米代川流域では弱い東風になっている。図の右は北西流の場合である。大平山地を迂回するような気流がみられる。



第14図　風系別の合成風（150m）



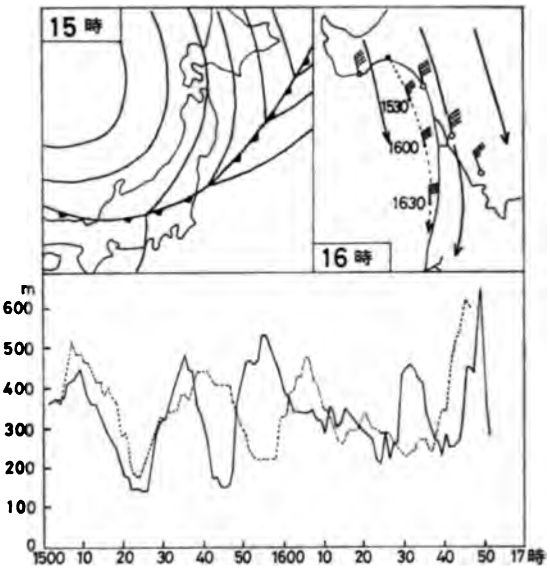
第15図　海風の日変化例（8月22日，1974）

(3) 海風

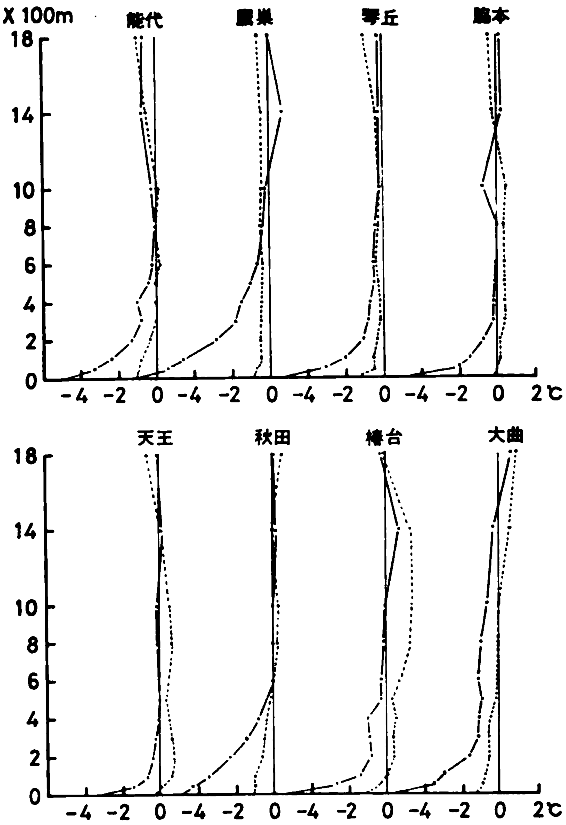
日変化による風は昼は一般に西寄り，夜は一般に東寄りである。この風は海に近い所では海陸風，内陸部では山谷風というのが至当と思われるが，ここでは便宜的に海陸風と総称している。

海風の流線には二つの型がある。その一は第15図の12時の気流型，他は16時の気流型である。前者をA型，後者をB型ということにする。A型の特徴は秋田湾北部における発散と男鹿半島を縦走する収束線である。B型の特徴は一様な北西流である。毎日の流線図を調べた結果によると，海風の前期にはA型が現れ，後期にB型に変っている。A型からB型への転換は収束線の南下という形をとることが多い。秋田湾北岸の地域では海風がA型からB型に変ると風は南から北に転じ，あたかも陸風が吹き出したかのようにみえる。海風の一般風向は図の例では始め西であったものが16時には北西になり，更に18時には北に変っている。このように風向が時計廻りに変る現象はよくみられ，海風末期の風は北寄りになることが多い。

海風の高さは一般に500～800m である。海風内の気温減率は大きく，ほとんどの場合全層が混合層になっていた。海風の風速は200m 付近で最も強まっているようである。



第16図　流跡線観測例（10月15日，1974）



第17図　気温日変化の鉛直分布（$T_{20h}-T_{15h}$）

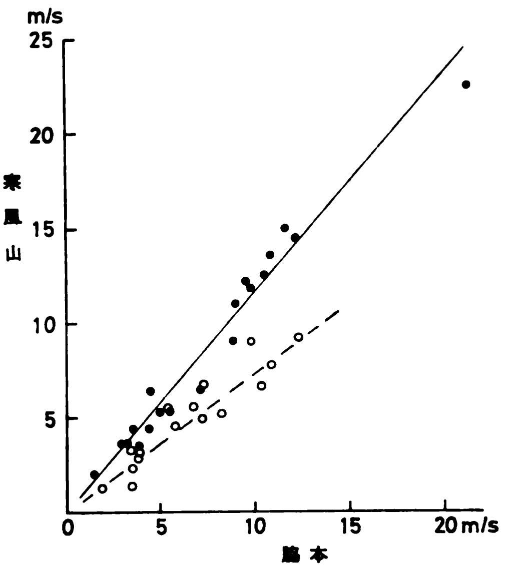
(4) 流跡線

無揚力気球が5日間に11回放球された。放球は1回に1又は2個である。2個の場合は結びつけた気球を放球点上空で切り離すという方法がとられた。放球点は脇本である。

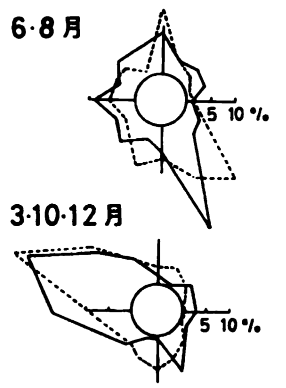
パイボール観測による流線間と比較してみると気球の流跡及び流速は流線図による気流の向き及び風速と細部を除けばよく適合していた。特に風速が4 m/s 位以上のときの流跡線は割合単純な形状を示し，流線に沿ったきれいな流跡を示している。気球の流速が約2 m/s 以下のときは風向変化が多く，流跡線は複雑な形状を示した。流線が東西に発散し，風の極く弱いときの観測で同時放球の2気球が，1は東方の天王へ，他の1は西方の女川へと進んだことがあった。また一旦海上へ出た気球が気流の変化によって逆戻りして上陸したこともあった。

無揚力気球の高度はおおむね毎分毎に測定されている。程度の差はあるが，すべての観測例に気球の鉛直変動がみられている。その変動幅は小さいときは10m 内外又は数十メートル程度であるが，大きいときは400m をこえた。気球が山地へ進んで徐々に高度を上げた例が1回あったが，気球の鉛直変動は主として大気の安定度に関係しており，地形や地表状態との関連は見られなかった。

寒気の移流等によって成層が不安定で堆大積雲の発生するような気象条件のときは，曇天時でも強い鉛直運動が観測された。第16図はその1例である。地上気象要素から推定される安定度分類はこのような場合には適用できないようである。図の観測では2個の気球が同時に放球されているので，これを実線と点線で区別してある。また，右上の流跡線においては2個の気



第18図　日平均風速の寒風山と脇本（350m）との比較
（●：西寄りの風，○：東寄りの風）



第19図　寒風山と脇本(350m）の風配図
（実線：寒風山，点線：脇本）

球はこの図の縮尺では区別できない程度に接近していた。

(5) 気温日変化量の鉛直分布

気温鉛直分布の観測は9・15・20時に実施されているので，日変化量の指標として15時と20時の気温差を用いた。各高度毎にこの気温差の平均を求め，これを第17図に示した。図には変化量の最大であった10月と，最も小さかった12月の分が記入されている。日変化の大きい高度は地上から200ないし400m の気層であり，また内陸部では沿岸より大きな値を示している。

(6) 寒風山の風

寒風山は標高355m はほぼ円錐状をなした孤峯で，男鹿半島の基部に位置している。この山頂に風向風速計が設置され，通年観測が実施された。寒風山頂の南東方約4 km の平地にある脇本で行われた特別観測の値を用い，山頂の風が自由大気中の風を示しているかどうかを検討した。

日平均風速の寒風山と脇本上空50m との相関図は第18図のとおりである。脇本の上層風の観測は毎日6時から18時までの毎正時及び20時であり，天候によっては350m の風が観測できなかったこともある。そこで脇本に350m の観測値の有る時刻についての平均を日平均値とした。観測日数は各季節の合計35日間である。寒風山の風向が西寄りのときと東寄りのときとで両者の関係が違うので，図には卓越風向が東分をもつ日と西分をもつ日とで区分してある。この相違は山頂付近の地形と風速計のある位置によるものと思われる。図にみられるように寒風山頂の日平均風速は自由大気のそれと高い相関を示しており，その利用価値は大きい。

特別観測による脇本350m の風配図と，寒風山頂の風配図を第19図に示す。寒風山の風配図は脇本に350m の観測値のある日時のものを選び出して作成してある。図によれば，寒風山頂の風配図は脇本上空350m のものと細部を除けばよく適合しており，自由大気の風向をよく示しているものとみなされる。

IV. 終りに

前節で述べたような気象解析のほかに，2000m までの低層大気の気象統計値が，多変量統計を用いて算

出されており，またむつ小川原地域と秋田湾地域では航空機で地上数百メートルに発煙し，その煙流の拡散状況がライダーで測定され，地域の拡散特性が調べられている。同地域ではまた50m の気象観測塔による接地気象の通年観測が実施されており，このような気象条件による大気汚染ポテンシャルについての調査が実施されている。

南関東地域における調査は他の地域と異り，環境庁と共同で行われている。関東地方の平野部全域に及ぶ広域移流拡散モデルの開発と，それによる大気汚染濃度の数値シミュレーションを環境庁で担当し，大気汚染に関連する気象の調査を気象庁が受け持っている。気象庁における調査は前述の観測の他に，(1) 気候解析，(2) 局地風系と大気成層の気象解析，(3) ヒートアイランドや都市風についての都市気候，(4) 関東地方の地形を与えての，海陸風循環の数値シミュレーション，(5) 多変量解析による低層大気の気候値の推定，などによってこの地域における移流拡散場の実体を明らかにすることである。

関東地方における気象状態については従来も各種の調査がなされているが，主として地上観測に基づいたものであった。地方公共団体による下層大気の気象調査が何回か行なわれたこともあったが，調査地域の関係で関東地方における局地風系の一部しかとらえられていないうらみがあった。今回の調査は関東地方の平野部全域の大気境界層を対象としているので，今までの調査では分らなかった移流拡散場の空間的時間的詳細の分布が明らかにされることであろう。

昭和46年度から進められている以上の調査は気象庁観測部（産業気象課）が気象研究所・気象大学校及び地元気象官署と協力して実施しているもので，調査委員会や作業委員会が適宜組織されて推進されている。又関係の地方公共団体等からは観測資料の提供などの協力を得ている。大気環境保全を考える上で，その基礎となる気象関係の情報を与える本調査は，今後の諸計画に大きな寄与をするものと期待している。

(1977年2月25日受理)

地学雑誌 86, 4 (1977)

清水市域における都市化の展開

髙 橋 伸 夫*

Développement de l'urbanisation du district de Shimizu (dans la préfecture de Shizuoka au Japon)

Nobuo TAKAHASHI

Résumé

Au Japon l'urbanisation se développe de manière intensive par la concentration de la population et de l'industrialisation due à l'essor économique, par conséquent l'urbanisation progresse beaucoup dans la banlieue des grandes villes aussi que dans celle des villes de province. Ce rapport essaie de déterminer les caractéristiques de l'urbanisation dans les villes de province selon les deux points de vue suivants : celui de l'utilisation du terrain et celui de la population, tout en prenant pour base l'étude comparative des banlieues des grandes métropoles. Notre démarche se décomposera selon les points suivants :

1). caractéristiques de l'urbanisation des villes de province

2). caractéristiques comparables à celles de la banlieue des grandes métropoles

3). caractéristiques de l'urbanisation d'une conurbation

4). caractéristiques liées à l'urbanisation de la Mégalopolis

1) Le district de Shimizu se trouve dans une région située entre de grandes métropoles. L'urbanisation s'y développe intensément par rapport aux autres régions par suite de l'industrialisation, on constate un développement intense de l'utilisation urbaine des sols, consacrée principalement aux installations industrielles. Quand des usines s'installent dans des régions rurales en développant l'urbanisation autour des usines, on remarque micro-scopiquement tout d'abord la formation de quartiers d'habitations ouvrières, où des logements appartenant à l'entreprise et des logements locatifs sont construits. Dans l'étape suivante, des ouvriers veulent construire des moisons indépendantes, par conséquent ils cherchent des terrains à bâtir parmi les terres cultivées derrière les quartiers résidentiels existants. La diminution de la surface agricole ne se limite pas à la seule surface des usines, des logements par l'entreprises et les équipements.

La diminution de la surface agricole dans la ville de Shimizu ne change pas seulement l'utilisation du sol, mais aussi l'exploitation agricole. Comme dans le district de Kusanagi où on cultive des mandarines et du thé qui sont lucratifs et approvisionnent les marchés intérieurs grâce à l'organisation d'un système d'expédition. Il y a quelques cultivateurs qui défrichent des terrains incultes et étendent le champ de leur activité en cherchant des terrains cultivés remplaçant la vente de leurs terrains cultivés proches de

* 筑波大学地球科学系, Tsukuba University

la ville nouvellement urbanisée. D'ailleurs, comme dans le district de Miho il n'y a pas beaucoup de terrains cultivés subsistants et incultes, et que la rentabilité des produits agricols commercialisés est limitée, il est très difficile de continuer l'exploitation agricole pour des fermes qui sont obligées de réduire leur surface agricole. Ainsi la catégorie des agriculteurs est en train de se décomposer en deux pôles, et l'utilisation de sol est aussi en train de se différencier.

2) Le changement annuel de la diminution de la surface agricole dans le district de Shimizu reflète sensiblement l'orientation de l'économie joponaise, et son orientation correspond presque à celle du Japon. La valeur maximum de la diminution de la surface agricole dans ce district a un retard d'un ou deux ans sur celle des régions de grande métropole. A lorsque l'industrialisation s'opérait plus lentement à partir de la seconde moitié des années 60 jusqu 'aux années 70, la part des terrains consacrés à la construction s'accroîssait de façon relative, cette tendance ressemble à celle observée dans les banlieues des grandes métropoles.

En raison des inconvénients entraînés par l'urbanisation su l'exploitations agricoles, des friches sociales se produisent de même que dans les banlieues des grandes métroples. Des terrains agricoles se changent en terrains incultes qui exercent alors une mauvaise influence sur les terrains agricoles environnants. On ne peut pas trouver d'utilisation des sols faite à dessein, et le plan régional, par exemple, l'urbanisme et l'aménagement d'un quartier marchent toujours sur les traces de l'urbanisation existante.

3) Le district de Kusanagi situé dans la ville de Shimizu et celle de Shizuoka représente un ensemble formé par la jextaposition de plusieurs unités urbaines spatialement contiguës par leurs banlieues et qui, primitivement indépendantes, sont fonction nellement associées.

Au fur et à mesure que l'urbanisation se développe, la fonction productive de la ville augmente, il en résulte que la zone de migration pendulaire s'élargit. Dans la préfecture de Shizuoka on peut analyser l'organisation fonctionnelle de la région urbaine du point de vue de la migration journalière. La zone d'influence de Shimizu est l'intersection de trois zones d'influence. Celle de Fujikawa, Kanbara et Yui forme la première zone d'influence et la deuxième zone d'influence est celle de Shizuoka. D'autre part, la zone d'influence de Shimizu s'associe à celles de Tokyo et Nagoya. Par conséquent, l'urbanisation dans le district de Shimizu se développe en fonction des districts de Shizuoka et des metropoles.

4) D'après les articles mentionnés ci-dessus, l'urbanisation du district de Shimizu possède deux caractéristiques, celle de ville de province et celui de grande métropole en plus de celui de la conurbation. En se référant aux études faites jusqu'à présent, l'urbanisation est classée en deux types : l'urbanisation dans la banlieue de la grande métropole et celle dans les villes de province. Mais nous devons reconnaître le développement de l'urbanisation dans le district de Shimizu comme un type nouveau d'urbanisation dans la Mégalopolis.

I. はじめに

1. 従来の研究と本研究の目的

現代の国土は都市化の時代といわれ，世界的に急激な都市の発達・拡大や，人口・諸機能の都市集中がめざましく進展している。都市化の進展のとくに顕著であるのは大都市域であり，大都市域は周辺部に郊外を形成して大都市圏[1]を作る。また，ある都市は近接の都市と接続することによって，連接都市(Conurbation)[2]となる。現代の都市発展段階は，大都市圏の発展からさらに進んで，大都市圏と大都市圏とを結ぶ大都市連接地帯の形成にまで達している。この都市形態は，アメリカ合衆国東部沿岸地方に典型的なものがみられ，GOTTMANN[3]は Megalopolis と呼んだ。MUMFORD[4]は都市発達史のなかに，Megalopolis を位置づけし，大都市 (Metropolis) の次の段階にある都市形態とした。

都市化の地理学的研究は，地理学それ自体の発達と，とくに第二次世界大戦後の著しい都市化の進展の2面により促進されてきた。近年，わが国においても都市地理学の研究は盛んになってきた。そのなかで，一つの都市をとりあげて地理学的に地域研究をする方法として，都市誌がある。地理学の方法論として，地誌学こそが他の諸科学に対して地理学の真髄であるという考え方がある[5]。わが国において第二次世界大戦後の研究動向として，都市を総合的にみる共同研究が進んできたことがあげられる。一都市を対象にした都市誌は，伊藤郷平他[6]，木内信蔵・青野洋子・鈴木富志郎[7]，田中啓爾他[8]，京都大学文学部地理学教室[9]，位野木寿一[10]らによって行われてきた。そのうち，大阪府門真市を調査対象とした京都大学文学部地理学教室の研究は，大都市近郊の変貌の過程を実態調査によって農業・工業・労働力・所得・地域社会などの面にわたって行われ，詳細な研究結果が示されたすぐれた実証的研究であった。しかし，各調査項目の相互の関連がなく，研究全体にわたる共通の視点がない。CHABOT[11]が述べるように，一都市の項目羅列的な記載から，都市の構造と機能を重視した動態的な都市誌への移行は，わが国においては立ち遅れてきた感がある。すなわち，一都市を記載する際に，最も顕著な地理学的現象を精選して，いくつか取りあげ，それらを地域性の形成要素という見地からみて，重要性の大きいものから論述するべきと考えられる。また，都市は最も多様な要素から成り立つ複合体[12]であり，一都市の性格を明らかにするためには，多面的な考察が必要であるため，都市地理学の分野に地誌学的な見方が活かされることが，今後の課題である。

都市化はいかなる時代にも，いかなる地域でも起こりうる現象であると考えられるが，現在，都市化が目ざましく進展している地域は大まかに類型化すれば，

a) 大都市近郊と

b) 地方都市近郊であろう。

最近，大都市近郊を対象とし，しかも農業経営と関連した地理学の分野における都市化研究は，京都大学文学部地理学教室[13]，尾留川正平他[14]，山鹿誠次[15]，伊藤郷平他[16]，松井貞雄[17][18][19]，長島弘道[20]らによって行われてきた。そのうち，尾留川正平他は，大都市周辺地域に存在する市街地農業の生態の特質を明らかにし，従来から研究されてきた大都市近郊の農業と異なることを提示した。松井貞雄の一連の研究は，農地転用ならびに農地の売買・借地移動を指標にして，内陸工業化・住宅化が農村地域に及ぼす影響を明らかにし，また，都市化に対応する農業生産の地域的組織化が中京圏の平地農村の特色であるとしている．また，1967年度日本地理学会秋季大会においては，「大都市圏の比較研究」[21]のシンポジウムが開催され，大都市近郊の都市化の諸事実が明らかになってきた。

これに対して，地方都市の都市化に関しては，1961年度日本地理学会秋季大会の「地方都市」のシンポジウム[22]がその出発点であったとみなされている。しかし，その後の研究で地方都市の都市化を，大都市近郊のそれと比較しながら究明したものはない。地方都市の都市化の性格を明らかにするためには，大都市近郊の都市化と比較研究する必要がある。

以上のような従来の研究をふまえて，本論の研究目的を以下のように定めた。

地方都市の都市化を，本稿では，主として土地利用の変質過程を通して，地誌学的な見方で解明する。その際，従来の研究によって，大都市の都市化との比較を念頭におき，地方都市は，「東海道 Megalopolis」に存在するものを選んだ。

従来の研究[23]によれば，大都市近郊の都市化と地方都市のそれとの主要な相違点は，以下のようにまとめることができる。

1．大都市近郊の都市化は，管理部門の集中に起因する都市化に特徴があり，地方都市の都市化は，工業地帯の形成，すなわち，生産部門の集中に伴う都市化によって特徴づけられるものが多い。工業の集中による都市化は中央日本，瀬戸内地方に顕著である[24]。

2．大都市と地方都市に居住する者の消費構造の違いや母市との結びつきの相違によって，都市化された地域の分化が，大都市のものに比べて，地方都市のものは不明瞭で，しかも進展の速度が遅い。

3．都市化に対する周辺農村の適応形態は，大都市近郊では，農家の経営規模の縮小に伴い農民層の両極分解が激しく，小規模経営農家の脱農現象がとくに著しい。また，作物を栽培する場合，労働力不足から省力化を進め，高い価格を予想しての選択的栽培や，軟弱な葉菜類，投下労働量の少ない野菜類の栽培が一般に行われることにも特色がある。これに対して地方都市周辺の農業経営は，農地を手放して脱農することが少なく，農業経営の共同組織化・専門化によって，耕地面積を縮小したまま農業経営を持続するものが多い。

本論は，以上の諸項目に焦点を合わせて，静岡県清水市の都市化の研究を進めた。

2．研究の方法と研究対象地域

本論でいう「都市化」とは，「近代産業の発展により rural な地域（第一次産業を生活基盤とする地域）が urban な地域（第二・三次産業を生活基盤とする地域）に変質してゆく」過程であって，都市化による土地利用の変化を中心に考察し，土地利用を変容させる人口の側面をも対象としたため，「都市化とは地域における産業形態の二要素（土地利用と労働）が rural な性質を失って urban な性質を獲得してゆく変質過程」という都市化概念[25]を念頭においた。

人間の土地占居の様相は，社会・経済的複合体の地表への投影として理解され，したがって，人間の土地占有の一形態である土地利用の解明は，地理学の主要課題である[26]と考えられる。また，いうまでもなく，農業的土地利用から非農業的土地利用への転換は，農地転用という現象である[27]。従来の都市化研究が主として都市側に研究視点があったため[28]，農地転用の過程を分析することは，農村側から都市化現象を考察することになる。したがって，農地転用は都市化研究の重要な指標である。

研究を進める際に，詳細な調査による実態の把握を意図した。Ⅱにおいては，都市化を土地利用の側面から考察し，清水市域全域とそのうちとくに土地利用の変化が著しい清水地区・有度地区について，清水市農業委員会の許可申請書によって，分析を行った。さらに，Ⅱ-3においては，清水・有度両地区をさらに細分する統計単位地区のうち，農地転用が最も著しく行われている三保地区を清水地区から，草薙地区を有度地区からそれぞれ選び出した。住宅地化・工場地化がなされて都市化が進展するもとで，農村地域がこれらにいかに対応しているかを，現地調査による土地利用図の作製や聞きとり調査，そして各種統計との対比によって究明した。

本論の研究対象地域として，次の1～5のような条件をもつ静岡県清水市域を選定した。清水市を研究対象地域に選定した主要な理由としては，

1）先学[29][30][31][32]が画定・指摘した東海道 Megalopolis に位置する地方都市であり，人口の空間占居の形態からみて，わが国において高度に発達した都市化地域に位置する[33]。

2）農業・商工業・観光をはじめとする各種機能が集中し，土地利用・人口の就業構造が多様化している。

3) 都市化がなされるもとで，都市周辺部では高度な園芸農業地域が展開している。また，多様な自然的基盤に対応して，各種の農業生産が行われている。

4) 東京大都市圏と中京圏の中間に位置し東京大都市圏をはじめとする巨大都市からの商工業・住宅等の拡散がなされている。

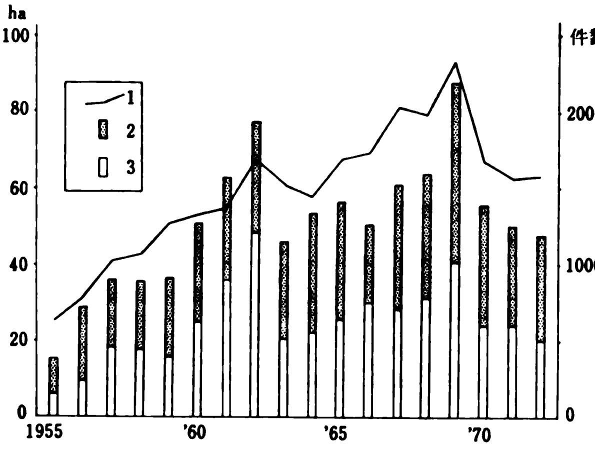
5) 貿易港を擁し，物資の流動[34]等によって他地域と有機的に結合し，地域の変動が他に影響することが大である。

清水市は，1924年2月に市制を施行し，第二次世界大戦後，三次にわたって隣接町村を合併して市域を拡大した。面積226.99km² の市域と人口24万0077[35]を有し，駿河湾臨海工業地帯の中核をなしている。この市域全体を調査対象地域とした。本研究は，都市化が激しくなった1960年代以降から1970年代前半までを主として対象にした。

II. 清水市域における土地利用の変化

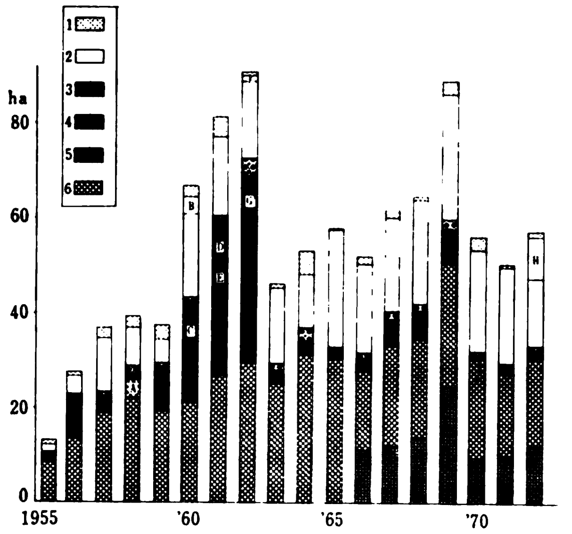
1. 清水市域における農地転用面積の推移

清水市域において，農地転用の経年変化がいかになされたかを考察するために，第1図を作成した。農地転用面積の総計は，いうまでもなく農業用地から非農業用地への転換の総面積を示す。また，各年の農地転換総面積の推移と農地転用面積の用途別が示される。清水市においては，転用が急増するのは1959年以降であり，62年には転用面積と件数の最初のピークがあらわれる。これは58年から61年にかけてのわが国における経済の高度成長を反映するが，大都市諸地域のピークよりは1～2年の遅れがある。転用面積は，65年にいったん減少するが，65年からふたたびはじまる好景気を反映して増加する。そして，69年には第二次世界大戦後最大の転用面積があった。このように，岩戸景気・いざなぎ景気と呼ばれた日本経済の動向は，地方都市における農地転用に敏感に反映した。転用面積の年次的推移は全国的な傾向と，時期的には多少のずれがあるが，ほぼ一致する。



第1図 清水市全域における農地転用の面積と件数*（1955～72年）
1. 農地転用の件数 2. 畑 3. 水田（清水市農業委員会の資料より作成）*農林大臣許可を除く

地目別の変化については，59年までは都市化の進展に都合のよい畑の転用が水田の転用より，はるかに上回ったが，転用が激しくなるに伴い，水田の潰廃が進んだ。転用面積・件数の最初のピークであった62年には，全転用面積の62.8%が水田であり，転用面積・件数の最大であった69年には，全転用面積の46.2%が水田であった。これは，最近の都市化の進展が有度山の北麓の国吉田台地[36]と名づけられる緩斜面や有度山の東側斜面の日本平台地のみにとどまらず，三保の砂嘴に及んで畑を潰廃すると同時に，水田のごとき低湿地にも延びて，従来都市化から取り残された空間が，都市的土地利用によって充填されるようになったためである。このことは，排水・盛土等の土木工事が機械化されて水田の転用が容易になったことにも関係する[37]。また，毎年，20～30ha の畑の転用があり，畑の転用面積の年変化は著しくなく，毎年ほぼ一定している。各年の転用総面積の増減は，水田面積の増減によるものであり，都市化の進展が急激



第２図　清水市全域における用途別農地転用面積（1955～72年）

1．農業施設・植林
2．公共用地
3．道路・水路
4．工場
5．集団住宅（1966年以降）
6．宅地

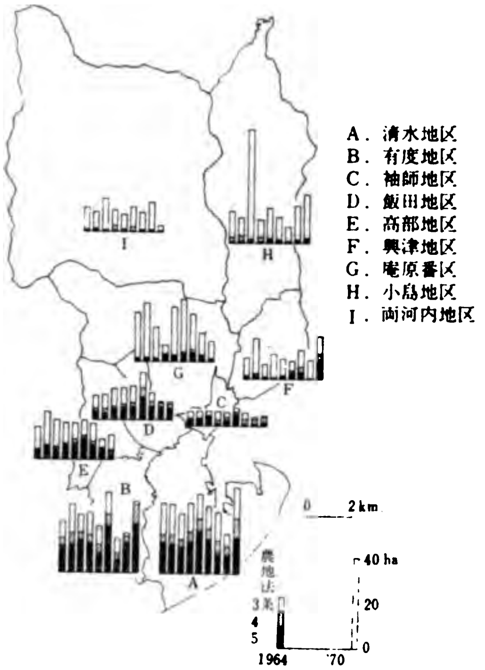
農林大臣許可
A．静岡県住宅公社
B．清水市工業高校
C．野田合板
D．日立製作所（厚生施設）
E．武田薬品工業
F．日本平ゴルフ場
G．清水港木材団地協同組合
H．三保文化ランド

（清水市農業委員会の資料より作成）

になれば，水田にその転用を求めることになる。また，年ごとに農地転用１件あたりの面積も大きく変化する。1961・62年は，１件あたりそれぞれ481m²，460m²に達し，工場用地への転用が高い割合を占める年は，１件あたりの転用面積は大きくなる。1970年代に入ると，工場用地への転用が減少し，地価の高騰が影響して，１件あたりの転用面積は小さくなる傾向にある。

つぎに，農地転用の用途別の年次的変化を考察するために第２図を作成した。1955年から69年まで，住宅地への転用は緩慢な増加を示し，つねに転用内容の主要な割合を占める。しかし，59年から62年までは工場用地への転用が急増し，他地方から進出した工場が転用者であった。駿河湾岸地域は，大規模に工場地化されて農地転用がなされる場合には，その原動力は他市，とくに京浜地方に本社を置く企業によってなされ[38)39)]，他律的都市化[40)]が進められる。63年からは工場用地への転用は減少し，ふたたび住宅地への転用の割合が相対的に高くなり，住宅地化による都市化が進展し，全国的な傾向と一致する。66年以降，住宅地への転用を一般個人住宅と集団住宅とに区分して集計されているが，各年とも約40%が集団住宅に転用されている。近年は，農地が住宅地に転換され，土地利用が変化しているが，そのうち集団住宅としての利用が主要な部分を構成している。その他，近年，国道・県道・東名高速道路[41)]等の敷設・拡張がなされ，さらに私道の敷設が許可されているため，住宅地化・工場地化に伴う道路の新設が増加している。以上のように，都市化の進展とともに，農地は非農用地になり多目的な土地利用がなされている。

清水市内における農地転用の地域的な特色を知るために，清水市域を９地区に区分して考察を行った（第３図）。地区ごとに著しい地域差があり，低地が多い市域の南半部に農地転用が集中している。都市化に直接関係する４・５条転用は，中心市街地が存在する清水地区と，近年，宅地化が著しい有度地区にとくに多い。両地区に続くものとして，それらに隣接する高部・飯田・袖師の３地区があり，庵原・興津・両河内・小島の北部に位置する４地区では，４・５条転用はごく少数であり，都市化には直接関係のない農地法３条による農地の移動が行われている。４・５条転用に関しては，清水・有度地区を最大にして，帯状に北方へ向うにしたがって転用面積が減少するパターンになっている。しかし，年次的に都市化の進展の重心が変わり，清水地区の農地転用の相対的・絶対的減少は，68年以降71年までとくに顕著である。それに対して，高部・飯田・庵原の各地区では70年まで漸次増加している。市全体の農地転用面積が減少する70年以降は，上記の４地区も減少の傾向にある。したがって，都市化が清水・有度地区を中心として，周辺地区に緩やかな速度で波及してゆく傾向にある。しかし，清水市域全体の土地利用変化をみれ



第3図　清水市域における地区別農地転用状況（1964～72年）

ば，清水・有度両地区を中心に周辺に波及しながら，低湿地・急傾斜地等の地形的基盤，交通網等に制約されて，都市的土地利用地区が局地的に限られている。都市的土地利用が制限されているのは，母都市の人口圧がさほど大きくないためと考えられる。母都市から周辺部への人口拡散が大都市に比較して緩やかであるため，土地利用のパターンの変化も大都市地域に比べると速度が遅い。

2．清水地区・有度地区の農地転用面積の推移

清水市域内で農地転用面積が最も多い清水・有度両地区について，1960～66年までの6カ年間の農地法3・4・5条[42]に適用された申請事例の悉皆調査を行った。

農地法3条による農地の所有権の移動は，一般に，5条転用によって得た資金により，代替地として農地を他の場所に求めたり，農地交換等を行う場合になされる。また，代替地を購入することにより，農地売買による税金が免除されることなどから，つねに3条転用は5条転用と関連しており，それは都市化と間接的に関係している。清水・有度両地区における農地法3

第1表　清水地区・有度地区における3条転用

	年度	件数	総面積	譲渡人所有面積*										譲受人所有面積*									
				30a未満	30～50	50～70	70～1ha	1～1.5	1.5～2	2～2.5	2.5～3	3ha以上	不明	30a未満	30～50	50～70	70～1ha	1～1.5	1.5～2	2～2.5	2.5～3	3ha以上	不明
有度地区	1964年	86	6.29ha	22戸	17	13	20	4	3	1	0	4	2	5戸	22	6	20	18	8	2	1	0	4
	1965	170	11.65	31	32	27	29	24	16	3	1	0	7	11	28	24	32	49	19	5	0	0	3
	1966	139	6.92	34	19	21	34	20	4	5	2	0	0	11	19	16	50	26	10	6	0	1	0
清水地区	1964	145	7.33	37	20	21	34	22	4	5	2	0	0	9	21	19	52	28	9	6	0	1	0
	1965	175	12.84	49	44	27	33	18	2	2	0	0	0	24	33	35	43	31	8	1	0	0	0
	1966	203	28.37	81	45	36	20	14	5	0	0	1	1	26	63	40	36	28	6	1	1	1	1

＊山林面積を含まず

資料：清水市農業委員会農地転用申請書

第2表　経営耕地規模別農家数

		総農家数	0～29 a	30～49	50～69	70～99	100～149	150～199	200～249	250～299	300<	例外規定
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
一九六〇年	清水市	6,984	1,602 22.9	1,225 17.5	1,020 14.6	1,177 16.9	1,080 15.5	479 6.9	194 2.8	89 1.3	71 1.0	47 0.7
	清水地区	1,377	445 32.3	313 22.7	236 17.1	228 16.6	101 7.3	26 1.9	2 0.1		1 0.1	25 1.8
	有度地区	678	138 20.4	121 17.8	115 17.0	147 21.7	113 16.7	33 4.9	6 0.9	1 0.1		4 0.6
	三保一区	52	16 30.8	21 40.4	9 17.3	3 5.8	3 5.8					
	二区	32	11 34.4	6 18.8	6 18.8	5 15.6	4 12.5					
	三区	75	35 46.7	16 21.3	9 12.0	11 14.7	3 4.0				1 1.3	
	四区	39	15 38.5	11 28.2	3 7.7	6 15.4	2 5.1	2 5.1				
	楠新田	34	7 26.5	7 20.6	9 26.5	4 11.8	5 14.7					
	草薙第一	19	9 36.8	6 31.6	1 5.3	1 5.3	3 15.8					
	二	34	8 23.5	10 29.4	3 8.8	5 14.7	6 17.6	1 2.9				1 5.3
	三	35	5 14.3	4 11.4	5 14.3	6 17.1	10 28.6	5 14.3				1 2.9
一九六五年	清水市	6,434	1,480 23.0	1,075 16.7	013 14.2	993 15.4	1,045 16.2	509 7.9	218 3.4	104 1.6	75 1.2	22 0.3
	清水地区	1,184	427 36.1	292 24.7	211 17.9	155 13.1	71 6.0	18 1.5	1 0.1			9 0.8
	有度地区	612	152 24.8	117 19.1	103 16.8	108 17.6	89 14.5	39 6.4	3 0.5	1 0.2		
	三保一区	46	17 37.0	20 43.5	4 8.7	3 6.5	2 4.3					
	二区	28	11 39.3	6 21.4	6 21.4	4 14.3		1 3.6				
	三区	67	25 37.3	11 23.9	17 25.4	7 10.4	2 3.0					
	四区	35	19 54.3	6 17.1	5 14.3	5 14.3						
	楠新田	26	5 19.2	7 26.9	7 26.9	2 7.7	4 15.4	1 3.8				
	草薙第一	17	11 64.7	3 17.6	2 11.8	1 5.9						
	二	26	5 19.2	8 30.8	2 7.7	2 7.7	7 26.9	2 7.7				
	三	33	6 18.2	1 3.0	6 18.2	1 3.0	13 39.4	6 18.2				
一九七〇年	清水市	5,892	1,324 22.5	953 16.2	740 12.6	877 14.9	997 16.9	526 8.9	255 4.3	119 2.0	88 1.5	13 0.2
	清水地区	985	357 36.2	258 26.2	165 16.8	134 13.6	54 5.5	7 0.7	1 0.1	3 0.3		6 0.6
	有度地区	543	147 27.3	118 21.7	74 13.6	93 17.1	81 14.9	20 3.7	5 0.9	1 0.2	1 0.2	2 0.4
	三保一区	38	13 34.2	14 36.8	7 18.4	2 5.3	2 5.3	1 4.5				
	二区	22	7 31.8	4 18.2	4 18.2	5 22.7	1 4.5					
	三区	61	19 31.2	18 29.5	12 19.7	10 16.4	1 1.6			1 1.6		
	四区	26	10 38.4	8 30.8	4 15.4	4 15.4						
	楠新田	20	3 15.0	5 25.0	5 25.0	2 10.0	5 25.0					
	草薙第一	13	8 61.5	2 15.4	2 15.4	1 7.7						
	第二	23	8 34.9	2 8.7	2 8.7	3 13.0	6 26.1	1 4.3	1 4.3			
	第三	33	5 15.6	4 12.5	3 9.4	7 21.9	11 34.3	2 6.3				

資料・世界農林業センサス

条による農地の移動の総計918件を第1表にまとめた。

譲渡人と譲受人の所有面積を比較すると，譲渡人の所有面積は，多くの割合が30 a 未満に集中し零細である。所有面積が小さい農家ほど農地転用をして，耕地面積を減少させて脱農化してゆくことになる。譲受人の所有面積は70a から1.5 ha に集中し，相対的には規模は大きい。これらの層が農地を購入することによって，より規模を拡大している。また，年次的に動向をみると，年を追って譲渡人の所有面積が零細化している。その傾向は，とくに清水地区で著しく，50a 以下の層は64年には39.3%であったのが，65年には53.2%，66年には62.0%にも達した。年々譲渡人の所有面積が小さくなるのは，農地の売却を繰返して所有規模を小さくする農家が多いことによる。都市化の進展によって，上述のように農地所有の両極分解が進行しつつある。

つぎに，清水市全域と清水・有度両地区の全農家の経営耕地規模別農家数の1960～70年にみられる変化を追うと，第2表のようになる。清水市の総農家数の指数は，1960年を100とすると，65年には，92.1，70年には84.4になり，脱農化が進行するもとで，経営耕地規模別農家数の構成が大きく変化している。各年における各層の相対値の変動をみると，零細層である0～29 a の割合は10年間でほとんど変化していない。しかし，30～99a 層は相対的に減少しており，それに対して1 ha 以上の階層に属する農家数は，10年間で相対的に増加している。とくに，1.5ha 以上の階層は，絶対数でも増加しているのは注目される。清水市全域の以上のような変化に対して，都市化の進展する清水・有度両地区は，同様な変質がなされない。両地区とも，0～49a の零細層は相対的に急増し，零細化が進んでいる。50～99a の層はわずかに減少し，1 ha 以上層は清水地区が1960年に9.4%であったのが，70年には6.6%，有度地区は60年に22.6%，70年には19.9%と減少している。有度地区は清水地区に比較して，1 ha 以上層の割合も高く相対値の10年間における減少も少ない。また，1.5～1.99ha 層が60年の33戸から，65年には39戸に増加し，2～2.99 ha 層が65年の3戸から，70年には5戸に増加する。例外的ではあるが全体の傾向とは異った動きもある。しかし，清水地区と有度地区で代表されるように，都市化が進展している地区では，農家の耕地所有規模の零細化が進んでいるが，北部の果樹生産地域では大規模層が増加している。都市化は，市街地に近くその進展が急激な近郊農業地域では，農家の零細化を推し進め，市街地からやや離れて専門化した農業地域では，大規模農家層を増大させる働きをしていることになる。

次に1961～66年まで，清水・有度両地区における4条転用の総計1194件についてまとめたのが第3表である。転用物は，住宅地と道路が大部分を占め，とくに1964年以降，住宅地転用のうち貸家が占める割合が両地区とも高くなる。農家が貸家・アパートなどの営利を目的とする住宅地化を行い，農家自体が家主化する傾向は，都市化の進展による土地の高騰により，農家の所有する土地の売買が停滞するためである。その結果，農家が自己の農地を潰廃して，みずから貸家その他の営利を目的とする住宅を建設し，そ

第3表　清水地区・有度地区における4条転用

	年度	件数	総面積	転用物(件数)						年度	件数	総面積	転用物(件数)				
				住宅地	工場	倉庫	道路	その他					住宅地	工場	倉庫	道路	その他
清水地区	年 1961	66	a 149.57	45(25)	1	2	17	1	有度地区	年 1961	87	a 167.9	45(17)	0	4	28	10
	62	84	183.61	53(14)	3	3	22	2		62	108	374.84	59(25)	0	2	36	11
	63	75	218.99	56(14)	0	8	13	1		63	81	269.66	57(20)	0	0	19	5
	64	98	285.79	71(37)	0	3	21	3		64	96	291.04	68(41)	2	1	20	5
	65	127	309.75	82(43)	0	2	38	5		65	130	422.18	83(45)	1	7	31	8
	66	114	414.66	68(37)	1	2	39	4		66	128	329.42	75(57)	1	1	34	14

資料：清水市農業委員会農地転用申請書

第4表　清水地区有度地区における5条転用

〔清水地区〕

年次	件数	総面積	譲受人職業 農業	兼農	漁業	工員	商業	会社員	公務員	無職	その他	転用物 住宅地うち	居宅	店舗	貸家	寮社宅	その他	工場	倉庫	道路	その他	譲受人住所 清水市	静岡市	静岡県	東京都	その他
1960年	330	12.45ha	11	2	2	64	35	91	17	7	71	241	(193)	(16)	(4)	(18)	(10)	16	13	7	23	261	11	13	3	7
61	481	16.34	25	0	6	82	56	189	24	19	80	390	(306)	(20)	(16)	(30)	(18)	28	26	14	23	408	14	28	13	13
62	514	13.19	21	6	2	75	63	208	40	20	79	441	(386)	(12)	(12)	(19)	(12)	19	11	13	30	456	12	26	10	10
63	491	10.64	23	0	4	64	67	208	30	22	73	430	(376)	(13)	(16)	(8)	(17)	14	18	15	14	452	10	13	9	7
64	395	10.97	24	1	5	65	49	156	26	21	48	352	(292)	(16)	(15)	(19)	(10)	8	12	10	13	350	13	5	12	5
65	496	13.08	15	2	3	65	52	244	34	14	67	446	(397)	(15)	(11)	(10)	(13)	4	10	5	31	455	15	8	11	7
66	538	13.50	30	1	2	58	62	250	27	14	93	461	(384)	(18)	(14)	(17)	(28)	7	17	11	42	497	17	10	7	7

〔有度地区〕

年次	件数	総面積	譲受人職業 農業	兼農	漁業	工員	商業	会社員	公務員	無職	その他	転用物 住宅地うち	居宅	店舗	貸家	寮社宅	その他	工場	倉庫	道路	その他	譲受人住所 清水市	静岡市	静岡県	東京都	その他
1960年	478	19.94ha	13	2	4	58	54	186	70	24	67	404	(355)	(7)	(6)	(8)	(27)	21	8	7	28	316	87	63	7	15
61	436	9.64	16	1	5	89	50	174	49	24	28	359	(308)	(6)	(8)	(9)	(28)	36	19	7	14	315	56	36	12	19
62	376	9.53	21	2	2	57	37	139	41	16	61	320	(275)	(16)	(6)	(9)	(14)	14	6	17	19	289	43	20	11	13
63	375	15.09	18	2	4	64	44	149	37	15	43	314	(248)	(7)	(14)	(6)	(39)	14	20	9	16	290	59	11	4	11
64	299	10.30	19	3	10	32	34	121	31	12	37	251	(220)	(4)	(11)	(3)	(13)	8	25	3	62	234	46	9	3	8
65	312	15.40	26	1	3	29	42	128	27	11	45	257	(216)	(4)	(7)	(15)	(15)	8	14	14	19	242	36	17	7	10
66	318	17.31	20	0	4	39	35	135	27	11	47	257	(199)	(8)	(18)	(12)	(12)	17	11	4	29	264	35	8	1	10

資料：清水市農業委員会農地転用申請書

れによって安定した収入を得るという，農家の都市化に対する対応形態をとったものと考えられる。

最後に，1960～66年に清水・有度両地区で許可された5条転用について，第4表に集計した。譲受人の職業をみると，清水・有度両地区の総計5839件のうち，40.7%を会社員が占め，工員・商業従業員・公務員等がそれに続く。転用内容は住宅地への転用が圧倒的に多く，うち居宅が大部分を占める。居宅の新築理由としては，結婚による分家のために建設するものが多く，核家族化が住宅地化を推し進めている。また，住宅地への転用のうち，社宅・寮の建設もかなりみられ，それはとくに清水地区において著しい現象であり，工場地化に直接影響された宅地化が進展しているといえる。工場・倉庫への転用も多いことは市内に港湾をもち工業生産が活発な地域的特性を反映している。しかし，前述のように63年以降，市域全体で工場用地への転用は減少し，両地区とも同じ現象が起っている。転用者の居住地については，両地区とも清水市内に居住する者による転用が圧倒的に多い。ただし，有度地区は静岡市に隣接し，静岡市に就業する者が流入するため，静岡市在住者が全転用者に占める割合は毎年10～20%を占め，静岡市在住者による住宅地が進む傾向を示す。一般に，転用者は転入後に届け出るため，転用時にはすでに市内居住者になっている者も含まれていることから，他市からの流入世帯を過少にしていることも影響しているが，清水市を中心にして総じて狭い範囲からの来住といえる。譲受人の職業・居住地・転用物を考え合わせると，清水市における5条転用は清水市内に在住するホワイト・カラー層とブルー・カラー層による住宅地への転用が中心的役割を果たしている。したがって，土地利用を変容させ，都市化を推し進める原動力は地域に内在している。前述のように，経済の高度成長期には，地方都市である清水市では他地域の資本による工場地化が進展し，他律的都市化が進展する。しかし，近年，工業投資が減少すると，地方都市のうち清水市のように雇用機会が多いところでは，自律的都市化が進展する。

3. 清水地区・有度地区における都市化と周辺農村の対応

清水・有度両地区をさらに細分する統計単位地区の34地区のうち，農地転用が最も著しく行われている三保地区を清水地区から，草薙地区を有度地区からそれぞれ選び出した。住宅地化・工場地化がなされて都市化が進展するもとで，農村地域がこれらにいかに対応しているかを，土地利用図の作製や各種統計との対比によって究明しようとした。

1) 三保地区[43]

三保半島は，久能山の海崖から供給された砂礫が沿岸流によって運ばれて堆積した分岐砂嘴で，砂礫州と砂丘からなる[44]。地質は有度山塊または安倍川流出の沖積層であり，土壌は礫および暗灰褐色の微細土からなり，土地は保水力・保肥力に乏しい浸透性の大きい瘠地である[45]。しかし，このような土壌の性質は農業生産にとっては不利な条件として作用するが，住宅地造成にとっては好条件になり，畑地がわずかな土盛りかあるいは，そのままで住宅用の敷地になる場合が多い。また，砂礫層は最上部10m内外が良好な帯水層を形成し，地下水位が潮汐の影響を受けて変動する[46]。満潮時には，地下水位が上昇するため，灌漑用水として利用でき，農業生産も活発である。

この地区が急激に都市化されたのは，1939年に開設された日本軽金属のアルミニウム精錬工場によるところが大きい[47]。それまでは，港町に成立した繊維・木材・食品の3部門に特色をもつ地方工業が中心であり，とくに労働者雇用と産業の資本系譜からみて，地方色の濃い中小企業と港湾の町であった。旧宿場の江尻・辻・巴川河口の港町清水の旧3町に小市街地があり，当地区をはじめとする周辺は，茶とミカンや野菜栽培に特色をもつ農村であった。そこへ古河系企業が日本最大のアルミニウム工場を設置したのは，1920年代から清水港の整備とあいまって，その周辺に大規模な埋立工事が進められ，港湾指向型の工場を誘致する条件があったこと，および，静岡県営工業用水道の敷設が決定されたためである。このような産業基盤整備を基礎に，当三保地区には，日本軽金属（航空機材原料）をはじめ，日本鋼管（戦時標準船）が設立され，清水市域内の他地区には日立製作所（航空機・船舶部品）・東亜燃料（航空機用潤滑油）などの巨大な軍需工場が1940～44年に操業を開始した。これら4大工場はまったく新設工場であり，当地

第5表　兼業種類別農家数

* 運送業・製造業・建設業・仲買など。

1960年	総農家数	専業農家	第1種兼業農家 総数	第1種 やとわれ兼業 賃労働者	第1種 やとわれ兼業 事務職員	第1種 やとわれ兼業 人夫・日雇	第1種 自営兼業 家族でやっている*	第1種 自営兼業 人を雇っている*	第1種 自営兼業 商店	第1種 自営兼業 漁業	第2種兼業農家 総数	第2種 やとわれ兼業 賃労働者	第2種 やとわれ兼業 事務職員	第2種 やとわれ兼業 役職	第2種 やとわれ兼業 人夫・日雇	第2種 自営兼業 医院	第2種 自営兼業 職人	第2種 自営兼業 家族でやっている*	第2種 自営兼業 人を雇っている*	第2種 自営兼業 商店	第2種 自営兼業 漁業
三保一区	52	24	17	8	8				1		11	8	3								
二区	32	12	7	1	5	1			1		13	7	2	1	1					2	
三区	55	35	13	10	1				1		27	16	3		2	1			1	3	1
四区	39	10	8	2	5					1	21	11	4		1				1	3	1
楠新田	34	8	14	10	1		2	1			12	4			1			4	2	1	
草薙第一	13	5	4	1	3						10	3	3		3		1				
二	34	5	15	6	6	1	1		1		14	6	6					1		1	
三	35	10	13	11	2						12	5	3		2			1		1	

1965年	総農家数	専業農家	第1種兼業農家 総数	第1種 やとわれ兼業 職員勤務	第1種 やとわれ兼業 恒常的賃労働	第1種 人夫・日雇 農業	第1種 人夫・日雇 漁業	第1種 人夫・日雇 土木建設	第1種 人夫・日雇 その他	第1種 自営兼業 製造業	第1種 自営兼業 その他	第2種兼業農家 総数	第2種 やとわれ兼業 職員勤務	第2種 やとわれ兼業 恒常的賃労働	第2種 出稼ぎ 土木建設業	第2種 人夫・日雇 農業	第2種 人夫・日雇 林業	第2種 人夫・日雇 土木建設業	第2種 人夫・日雇 その他	第2種 自営兼業 製造業	第2種 自営兼業 その他
三保一区	46	21	14	7	6		1					11	2	9	1						
二区	28	12	11	5	4						2	5		3	1			1			
三区	67	29	12	5	6						1	26	3	17					1		4
四区	35	12	3	1	1						1	20	1	15						1	3
楠新田	26	6	8	2				1	1		4	12	1	5						2	4
草薙第一	17	0	1								1	16	2	1				1			12
二	26	5	6	4	1						1	15	9	2				1		1	2
三	33	5	19	8	4			1		1	4	9	6	1		1	1				

1970年	総農家数	専業農家	第1種兼業農家 総数	第1種 雇用兼業農家 恒常的職員勤務	第1種 雇用兼業農家 恒常的賃労働勤務	第1種 雇用兼業農家 出かせぎ	第1種 雇用兼業農家 人夫・日雇	第1種 自営兼業農家 林業	第1種 自営兼業農家 漁業	第1種 自営兼業農家 その他	第1種 うち主に人を雇って営んでいるもの 林業	第1種 うち主に人を雇って営んでいるもの 漁業	第1種 うち主に人を雇って営んでいるもの その他	第2種兼業農家 総数	第2種 雇用兼業農家 恒常的職員勤務	第2種 雇用兼業農家 恒常的賃労働勤務	第2種 雇用兼業農家 出かせぎ	第2種 雇用兼業農家 人夫・日雇	第2種 自営兼業農家 林業	第2種 自営兼業農家 漁業	第2種 自営兼業農家 その他	第2種 うち主に人を雇って営んでいるもの 林業	第2種 うち主に人を雇って営んでいるもの 漁業	第2種 うち主に人を雇って営んでいるもの その他
三保一区	38	18	14	7	6					1				6	1	4		1						
二区	22	5	9	5	4									8	3	2					3			
三区	61	14	22	2	6					14			1	25	2	18					5			
四区	26	2	11	1	2		1			7				13	2	10					1			
楠新田	20	4	2		2									14	2	6		1			5			
草薙第一	13	0	2		1		1							11	2	2		2			5			
二	23	2	6	1	3					2				15	3	2					10			
三	32	8	15	9	5		1							9	4	3		2						

清水市企画調整課の資料より作成

区に立地した日本軽金属と日本鋼管は，主として埋立地にその敷地を求めたが，周辺地区に大きな影響を及ぼした。この時期に三保地区の水田は消滅したが，温室による促成栽培を中心とした園芸農業は隆盛をきわめた。第二次世界大戦によって温室は衰退したが，1949年の野菜の統制解除，50年のガラスの統制解

除とともに野菜の需要が増加し，温室ブームを起し急激な増加をみた[48]。さらに，50年から56年にかけて，三保畑地灌漑事業が行われ，砂地のため不足がちな用水が確保されるにいたった[49]。1970年現在，当地区の農家数は147戸であったが，温室（ガラス室）を所有する農家は93戸である。温室では年2作が行われており，春作には促成きゅうりとばら・カーネーションなどの花弁類，えだまめなどが栽培されるが，促成きゅうりが大半を占める。秋作にはきゅうりも若干栽培されるが，大部分の温室では抑制トマトが栽培され，その収穫は10月上旬から12月上旬にかけて行われる[50]。露地栽培で採算の合うのは，えだまめといんげんまめのみであり，4月から7月にかけて栽培される。近年，各農家においては，農業収入の相対的低下が現われ，第5表に示されるように兼業化が進展している。三保地区では兼業農家のうち，やとわれ兼業が多く，三保湾岸に立地する工場に主として工員・守衛として労働力を析出している。以上のように，農業における労働純収益(自家労賃部分)が他産業の労働純収益と比較して低いため，労働力は他産業へ向って移動し，労働力の商品化が促進され，その結果，兼業農家が増加している。したがって，農業経営における労働力不足が顕著であり，畑地利用で休閑地が目立つ。1960年には，不作付地面積は皆無であったが，65年には457a，70年には292aの不作付地があった(第6表)。さらに，畑地・温室・ビニールハウスは住宅地・工場等に囲まれて，農業生産には不可欠な日照が遮られ，煙害によってガラス・ビニールの使用が不能になることさえおこり，耕地をとりまく環境条件の悪化という間接的な要因によって，農地の転用が促進される場合もある。

この地区の農家は，古くは甘蔗栽培を主体として，鰯の漁獲によってみずから肥料を得る半農半漁が大半であった。しかし，1880年代に鰯の漁獲の減少によって甘蔗栽培が衰微し，これが原因となってアメリカ移民が盛んになり，三保地区は和歌山県の三尾村などとともに全国有数の海外出稼村として知られるに至った[51]。第二次世界大戦後から今日まで，主としてアメリカ合衆国で農業に従事していた移民者達は[52]，62歳を過ぎると合衆国政府から支給される年金を得て帰国し始めた。彼等のうち，自己の農地を貸地にしていたものがあったが，帰国後，ふたたび当地で農業を始める者は少なく，アパート経営・商店を開業する者が多い。そのため，移民層が所有する農地は他の農民が所有する農地に比較して，容易に転用される結果となった。

三保地区の農家数は，1960年から65年の間に193戸から176戸に減少し，70年には147戸になった（第7表)。経営耕地面積は，60年を100とすると，65年は76.4であり，70年には71.3となり，とくに60年から65年にかけて農地は激減している。地域的にみると，三保地区の最南部で清水市の中心部に近接した四区において，耕地の減少は著しく，10年間に53.4%にまで減少した。脱農化に伴って，経営耕地規模の零細化も進行し，1970年には50a未満の零細層が地区全体で63.3%に達し，清水市域全体の38.7%に比較しても，著しい経営規模の零細化がみられる。

この地区の交通条件は，1941年以降の三保線の敷設と県道の貫通により，工場の原料・製品輸送と野菜市場輸送へ好影響を与えたとともに，近年ではバスにより中心市街地へ短時間で結ばれるようになった。工業生産を主体として，市内に雇用機会が増大するに伴い，農家から農業以外の生産に従事する労働力が析出され，農家の兼業化は進行した。1960年・65・70年を比較すると，1960年と65年の兼業農家の割合は，ほとんど変化しないが，65年から70年にかけて専業農家の割合が急激に減少し，第一種兼業農家が相対的にも絶対的にも増加している。兼業の内容はやとわれ兼業が多く，第一種兼業農家では賃労働勤務と職員勤務がほぼ同数であるが，第二種兼業農家では職員勤務より賃労働勤務の方が多い。市街地にとり囲まれた当地区には，工場へ通勤しながら，夕方や週末や休日に農家を営む多数の兼業労働者（Worker-Peasant)[53]を誕生させた。兼業労働者を誕生させた背景には，三保地区への工場の進出によって雇用機会ができたこと，また当地区以外の近隣地区にも同様に雇用機会ができ，交通機関の整備と自家用車の普及によって，兼業の就業を容易にしたことがある。

清水市域在住者の住宅需要が当地区に向けられるとともに，工場の設立に伴い寮・社宅の住宅団地が建



第4図　清水市三保地区の土地利用図（1970年）現地調査により作製

設されてきた[54]。臨海部は大規模工場が土地利用のうちの大部分を占め（第4図），県道より西側では，寮・社宅をも含めて工場関係の土地利用が多い。残された農地には，荒地が目立つ。県道に沿った地域では，近年，アパート・貸家の建築が増え，造船工場の周辺には簡易旅館が並ぶ。県道の東側では，農地を転用した個人住宅の建築がなされ，農地が変容して住宅地化の様相を呈してきた。しかし，宅地化の進展は，道路網の整備を伴って行われず，農道をそのまま使用しているため，道幅は狭くしかも曲りくねったものになっている。また，農道に面して住宅を建設するため，住宅群に囲まれた中央部には大きな空地が生じている区もあり，住宅地にも畑地にも利用されない空間が存在する。温室は管理の都合上，母屋に近隣したところが好適であるが，住宅地化の進展により外縁部へ押しやられ，近年，住宅・工場との混在が顕在化してきた。以上のような，郊外分散が進展し，都市部と農村部との境界が不明瞭な地区は，J.

第6表　不作付地面積の増加

* 過去1年間全く作付しなかつた田
** 過去1年間全く作付しなかつた畑

	1960年				1965年				1970年			
	不作付田*		不作付畑**		不作付田*		不作付畑**		不作付田*		不作付畑**	
	農家数	面積	農家数	面積	農家数	面積	農家数	面積	農家数	面積	農家数	面積
		a		a		a		a		a		a
清水市	16	126	91	813		900		3,429	187	1,959	343	3,239
清水地区	10	83	40	220		125		1,403	78	939	85	974
有度地区	5	33	40	494		318		626	34	361	70	537
三保一区								94			2	68
二区											4	103
三区								128			1	3
四区								235			11	118
楠新田								15	1	6	3	45
草薙第一						8		18			3	48
二			3	33				34	3	13	8	75
三			6	97		27		63			4	37

清水市企画調整課の資料より作成

GOTTMANN が述べた星雲状構造 (nebulous structure)[55] の小規模なものである。この様相は，第4図の土地利用図から窺える。

駿河湾沿いには，東海大学・三保中学校・市営の老人ホーム等の教育・社会施設がある。さらに，沿岸部は三保の松原を擁して風致地区に指定され，三保半島の先端部には，三保海水浴場・真崎海水浴場があり，夏季には主として県内の海水浴客を集めている。1970年5月には三保半島の先端部に東海大学付属の海洋科学博物館（敷地面積14,723m^2）ができ，観光地化が進んでいる。高度な経済成長に伴う生活水準の向上，有給休暇の大幅な増大，交通機関の発達に助長され，三保半島先端部は大規模なレクリエーション関連諸施設の建けいがなされつつある。

三保半島全体には，2.2万の人口[56]が居住し前述のごとき激しい都市化が進行している。しかし，商店の分布はわずかであり，1次生活圏の機能としての近隣公園・児童公園・遊園地等の整備が遅れている[57]。商店は日用品を販売するものが大部分であり，近年出来る商店は小型のスーパーマーケットが多く，宅地のなかに点在して，商店街を形成するに至らない。商店数が少ない理由として，大規模工場が購売部をもち，従業員とその家族の需要を満たしているためと思われる。また，買廻り品を地元商店に依存する割合は低い[58]。一般に，地方都市近郊の人口急増地区においては，商業地区をはじめとする地域分化の進展は不明瞭であるが，工場地化を中心とする都市化地区では，とくに地域分化の進展が不明瞭である。

三保地区のように，近年，工場地化により都市化が進展する地域は，わが国の地方都市において，広くみられる。その一般的な地域的特色は，計画的に造成された工場地区と自然発生的な既存集落とが対照的な景観を見せ，そこに新旧のさまざまな対立・複合関係が認められることである[59]。いずれの場合も，既成の第一次産業集落が進出工業の影響を強く受けやすい場所に位置し，大企業従業員の居住区は工場から離れ，古い集落とも直接的な接触をもたずに建設される。そして両者の間を補填する形で，中小不動産業者や個人経営の分譲地，小さな建売住宅・貸家・アパートなどが成立する。広大な土地の買い占めや大規模な土地造成をなしえない中小企業者が，団地づくりの対象にならない土地を農漁民から購入し，漁場や

第7表　経営耕地面積の変化

	1960年					1965年					
	田	果樹	茶	畑	耕地計	田	指数*	果樹		茶	
清水市	128,705	243,306	88,370	71,585	538,843	95,456	74.2	293,513	120.6	76,177	86.2
清水地区	19,653	13,896	6,958	28,991	69,403	13,247	67.4	15,932	114.7	5,037	73.4
有度地区	23,545	4,783	12,220	6,593	47,192	18,505	78.6	7,041	147.2	10,242	83.8
三保一区				2,338	2,338						
二区		42		1,642	1,684						
三区		36		3,332	3,368			10	27.9		
四区				1,955	1,955						
楠新田	1,189	163	269	213	1,839	933	78.5	245	150.3	222	82.5
草薙第一	312	43	247	214	817	82	26.3	142	330.2	128	51.8
二	774	201	650	410	2,030	537	69.4	491	244.3	490	75.4
三	929	157	1,158	772	3,028	768	82.7	542	345.2	1,195	103.2

農地を失なった住民が補償金により零細家主に転向する場合，まず既存集落周縁の土地がねらわれるからである。

その結果，第二次世界大戦後になって成立した工業都市においては，工場と社宅ないし公営住宅群を両端に配し，両者の中間へ，既存集落とその周縁に無秩序に建てられた家屋群が位置するに至る。かくして景観のうえでは，整然と区画された土地へ一定の規格で建ち並ぶ新しい諸施設と，個別に改変されて新旧混合をなす人家の集団とが一つのセットとして出現する。偉容を誇る工場群，規格化された狭い住居が多数集まる団地，安普請の不良住宅群，それに加えて軽量建材による瀟洒な郊外住宅が小さな敷地に建ち並ぶ様相は，生産優位のわが国の状況をよく映し出した景観である。産業基盤整備に優先的に向けられていた公共投資は，今後は徐々に住民の生活環境整備に向けられようが，私有地上に無秩序に展開された住宅地化地区では，上下水道・道路の新増設・改修が簡単に実行できず，新しい住宅団地や工場地区に比べ，相対的に劣った状況におかれざるを得ないであろう。

2)　草薙地区[60]

有度山山頂の日本平と西～北麓部には台地性緩斜面が発達し，それらは上位面をつくる小鹿層と下位面の国吉田層で二段の面の砂礫層からなる[61]。第5図に示される急傾斜地は地形面の境界にあたり，図の南部に点在する緩傾斜地は小鹿面に一致し，中央部の4～5°の一般傾斜をもって分布する区域は国吉田面にあたる。有度山から流下する小河川は，ほとんど例外なく低湿地上に堆積する扇状地を形成し，巴川に合流している。これら小河川の下流部の多くは，堤防の築造による河道の固定により天井川化し，改修によって放棄された天井川の跡は，国鉄草薙駅付近のように堤防状の細長い微高地として残存している。

この地区は，1926年の国鉄草薙駅の開設と静岡・清水間に静清国道が1931年に完成するに伴い，主として工業あるいは交通関係の商業よりなる都市化地区が，断続的ながら沿道に形成され始めた。一方，旧東海道沿いには，日用品販売，家内工業を主要素とした都市化が進行していた[62]。近年は，静岡市と清水市を結ぶ国鉄・静岡鉄道・バスの諸交通機関の発達により，短時間で静岡・清水市中心部に通勤が可能であることから，とくに1958年頃から住宅の建設が著しくなった。住宅地の増加は東海道線南側に多く，静岡鉄道と旧東海道が通る有度山北麓の緩斜面に，御門台住宅地・県立女子大学・狐ケ崎遊園地が位置してい

＊ 単位：a
指数は1960年を100とする。

				1970年									
畑		耕地計		田	指数*	果樹		茶		畑		耕地計	
419,678	58.5	519,631	95.8	62,973	48.9	323,916	133.1	76,052	86.1	32,278	45.1	506,732	94.0
21,130	72.9	55,373	79.8	6,346	32.3	17,146	123.4	3,586	52.3	18,139	62.6	45,247	65.2
4,499	68.2	40,563	86.0	13,507	57.4	8,329	174.1	7,928	64.9	4,109	62.3	34,048	72.2
1,787	76.4	1,787	76.4							1,563	66.9	1,563	66.9
1,286	78.3	1,286	76.4							1,162	70.8	1,162	69.0
2,823	84.1	2,833	84.1			9	25.0			2,885	86.6	2,894	85.9
1,232	63.0	1,232	63.0							1,044	53.4	1,044	53.4
1,590	86.9	1,590	86.5	728	61.2	185	113.5	226	84.0	151	70.9	1,305	71.0
134	62.6	487	59.6	70	22.4	50	116.3	136	55.1	142	66.4	398	48.7
299	72.9	1,854	91.3	430	55.6	641	318.9	426	65.5	223	54.4	1,737	85.6
582	75.4	3,100	102.4	536	57.7	694	442.0	1,019	88.0	554	71.8	2,713	89.6

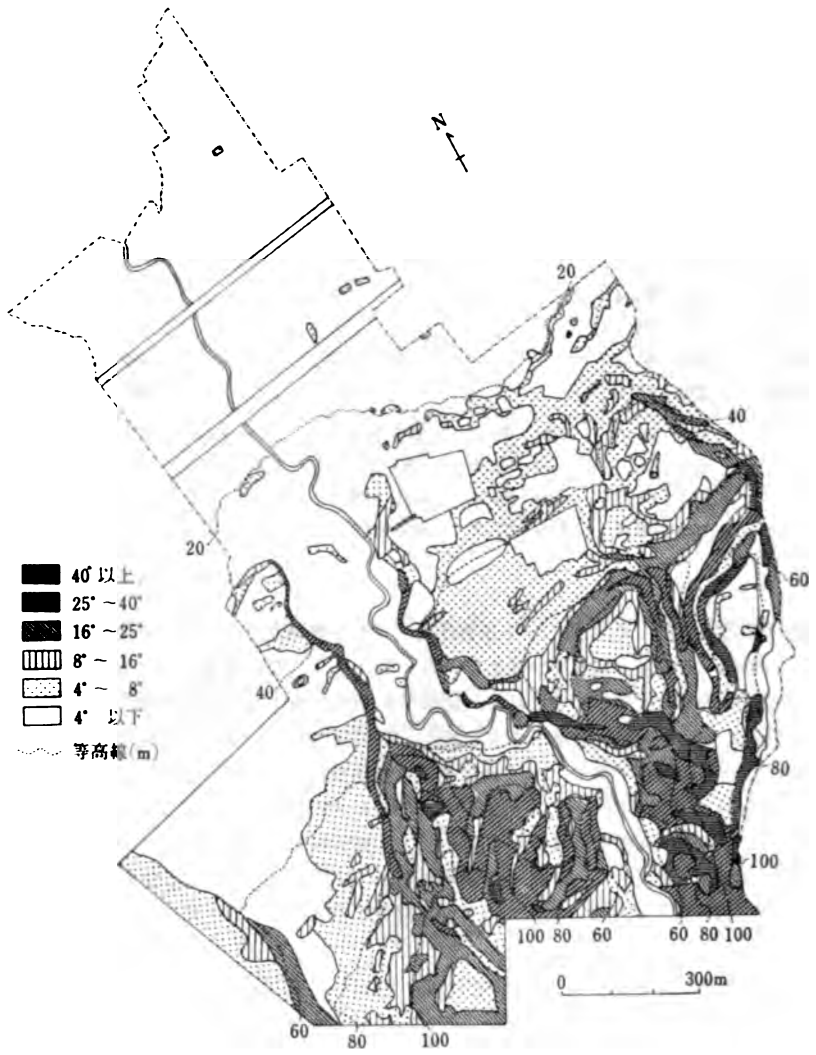
清水市企画調整課の資料より作成

る。北側の静清国道沿いは，大和製缶・小糸製作所・イハラ農薬などの工場の立地が多く，また，静岡・清水市街地から移転する問屋・家具店が増えている。以上のような住宅地化・工場地化の進展により，当地区は静岡市の市街地拡大と清水市のそれとが連続する conurbation 地域に位置している。

また，都市計画によって国道の北側が工業地域に，国道と国鉄との間が準工業地域にそれぞれ指定されたため，工場の立地が増加してきている。地区南部の緩斜面には，現在，県の開発による静岡文化センター（用地283,000m^2）の建設が行なわれ，当地区の一部分がその用地となった。また，1963年には，静岡・清水両市を結ぶ「静清土地区画整理事業」が発足し，当地区内では国鉄の南側，幅500m 前後の区画が含まれている。この事業と平行して，静岡・清水両市を結ぶ幅20m の「南幹線」道路が敷設される予定である。今後，静岡・清水両市居住者の流入による住宅地化が進む一方，県・市の文教施設が建設されると思われる。

この地区での茶栽培の歴史は古く，安政開国当時，相当の面積の茶園が存在していたといわれているが，茶業が大規模に発展したのは明治30年頃であって，日露戦争前後には盛んに茶園にみかんの樹が植えられた。しかし，それ以後，茶とみかん栽培の収益性の差により，みかん園は全体的に急傾斜地に移動していった[63]。現在では，みかん園と一般傾斜分布図との関連をみると，一般傾斜16° 以上のところにみかん園が多くみられる。

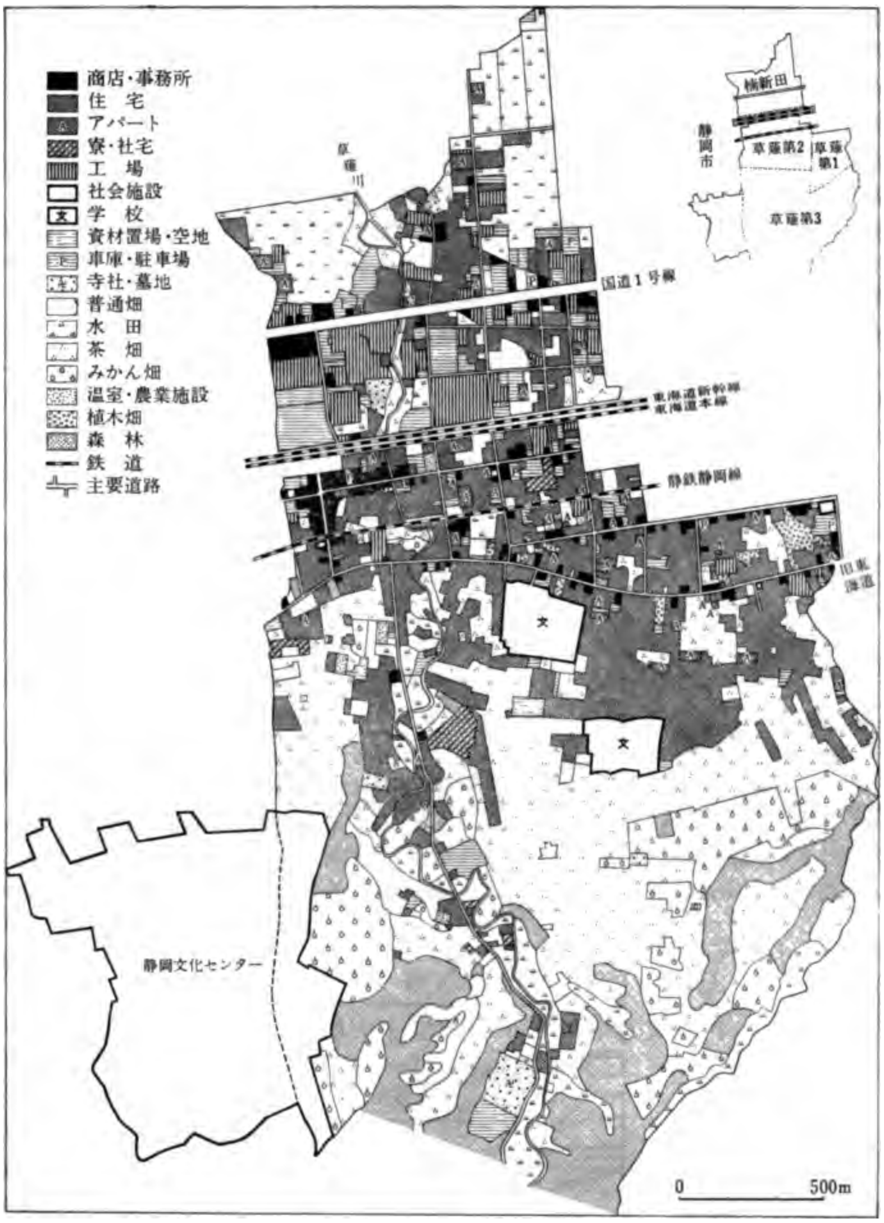
John R. BORCHERT[64] が述べるように，都市の拡大は自然条件のうち，とくに傾斜と排水に規制されると思われる。本論では，都市的建造物の基礎を築造する際に影響を与える土地の傾斜を問題にして，一般傾斜分布（第5図）と宅地化の進展との対応を考察した。緩傾斜地の茶畑に，無秩序な住宅地化が進んでいるが，一般傾斜5～6° を限度としている。しかし，1970年に静岡鉄道によって3 ha が住宅地化されたところは，一般傾斜40° を越える地区も含み，資本の大きい不動産業者による開発は，急傾斜地をも住宅地化している。経済高度成長期の1960年以降，農地転用の増加とともに，小規模不動産業者が急増し，その後の金融引締め政策によって，住宅地化の波が下降すると小規模不動産業者は倒産するものもあった。しかし，大規模な資本を背景とする不動産業者は，その後でも，今まで急傾斜その他の自然条件によって開発されなかった土地に，大規模な住宅地造成を行ない，いったん完成すると，急傾斜地であるが



第5図　草薙地区における傾斜分布図

ために見晴らしもよいので，高燥な高級住宅として売り出している。

草薙地区の南部では，茶畑を住宅地に転換するには，傾斜地であるため石垣を設けて土盛りをする必要があるが，整地後は高燥な土地になる。しかも，遠望がきいて周囲は緑の茶畑に囲まれた場所であるため，地価は高い。したがって，傾斜地に建築される住宅は，地価の安い楠新田の水田に建築される住宅群と異って，相対的に高級な住宅が集中し，住宅地のなかで質の分化がおきている。住宅地内に敷設される道路は，砂礫層からなる傾斜地のため，未舗装の道路はほとんどが侵食されている。また，傾斜に順応した道路網は不規則であって，住宅地化はスプロールの現象の景観を呈している。当地区南部の傾斜地での住宅地化は，土地の傾斜によって規制されると思われるが，開発を県で行なう静岡文化センターは，一般傾斜25°～40°の土地をも整地してゆくため，今後は，土地の傾斜と非農地化との関連については，開発を推し進める主体が問題になるであろう。

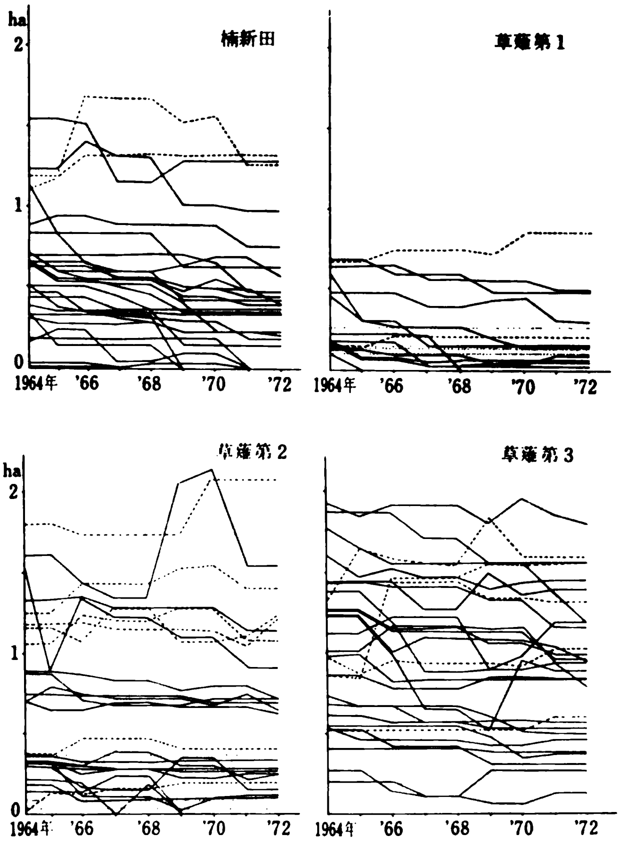


第6図　清水市草薙地区の土地利用図（1970年）現地調査により作製

前述のような市街地化のもとで，農家の動態は地区内で異なる。楠新田と草薙第1の水田地帯では，農家数・耕地面積の激減があり，1970年の楠新田と草薙第1の耕地総面積は，60年のそれぞれ71.0%，48.7%と著しく減少している。とくに，水田の減少がはなはだしく，都市化は，その進展に好都合な畑と，条件の悪い水田との選択的発展によって行なわれることはもはやなくなった。楠新田では，農家数も減少し，1960年の総農家数は34戸であったものが，70年には20戸になり，草薙第1では，さらに脱農化が進ん

で，60年の農家19戸中65年までに2戸が脱農して，専業農家がなくなり，70年には，さらに4戸が脱農し，さらに残り13戸中11戸が第2種兼業農家になっている。

都市化の農業に対するマイナス効果としては，工場地化・住宅地化に伴う水田・畑地の潰廃によって，農地は日照不足・通風不良になり，水利は切断され，家庭・工場の下水が農地に流入したりし，近年では鼠の害が出るに及んだ。それゆえ，稲作・畑作の反当り収量は減少傾向にある。無秩序な非農地化は，対象農地の潰廃だけに終ることなく，付近の残存耕地の諸条件を悪化させてきた。以上のような平地での耕地の減少に対して，草薙第2・第3の傾斜地では，耕地のうち果樹園（とくにみかん園）の拡張がなされ，当地区外にみかん園を購入して規模を拡大する農家もある。楠新田と草薙第1では，1960～65年の5年間にそれぞれ果樹園の面積が150.3%，330.2%に増加し，そののち70年までの5年間には減少するが，70年の面積を60年と比較すると増加している。草薙第2と第3は，60年から一途に増加し，とくに草薙第3では，70年の果樹園面積は60年のそれの442%に達している。所有規模別農家数からみても，1ha以上農家数の絶対的増加がなされている。



第7図　草薙地区における農家の耕地面積の変動

---- 1　　1．1964年と72年を比較して耕地面積を増加した農家
・ 2　　2．不変の農家
— 3　　3．減少した農家

［資料：有度協「協頼課金明細表」
清水市農業委員会「農家台帳」より作製］

平地の水田・畑を約10a売却すると，傾斜地のみかん畑を約50a購入出来ることから，農家のなかには，水田・畑を手放し，その代金で当地区内の山間部の急傾斜地をみかん園・茶園に開墾したり，清水市内の高部地区あるいは静岡市内の瀬名・浅畑地区に，あらたにみかん畑を購入するものもある。1967年には，当地区の8戸の農家が共同で，伊豆半島南部の南伊豆町に15haの山地を購入し，みかん畑に開墾をした。それゆえ，水田・畑地の潰廃と，この地区内外でのみかん・茶園面積の拡張は無関係ではない。

都市化の影響を受けて，農家の耕地所有が階層ごとに，いかに変化するかを考察するために，この地区において1964年から72年まで，全戸数の各年ごとの耕地経営面積の変動をみた(第7図)。各区ごとに差異があるが，各区を通じて大農層がより規模を拡大し，零細な小農層が脱農化し，階層が両極分解してゆく過程が認められた。楠新田の農家は，64年と72年を比較して耕地を拡大したものは，わずかに2戸であり，他は全て減少している。64年から72年までに全耕地を売却して脱農した6戸は，64年時にはいずれも50a以下の

零細層であった。64年に50a 以下で現在もなお農業を維持している農家は，わずかに４戸であり，年々耕地規模をより縮小して，脱農化に向っているといえる。64年に60～70a 層に７戸が集中していたが，72年までにそれらが40～50a 層に降下し，平均的にも農地所有の縮小がなされている。

草薙第１は，64年当時から規模の小さい農家によっていたが，72年には全戸数15戸のうち，30a 以下に11戸が集中し，50a 以上層で１戸のみが８年間に耕地規模を拡大した。しかし，64年から72年までに，30a 以下で全く耕地規模を変えなかったものが４戸あった。30a 以下の零細層に集中してはいるが，全耕地を売却して完全に脱農したのは２戸のみであり，市街地に農地が囲まれながら，脱農には至らず農業経営を維持していることが注目される。

楠新田と草薙第１とを比較すると，みかんと茶園経営農家が多い草薙第２・第３区は，総体的に耕地所有規模が大きい。草薙第２では，50a 以下の小農層，60～80a の中農層，100a 以上の大農層の３層からなる。経営面積規模の大小による農家階層の差が年々明瞭になりつつある。３層のうち大農層に耕地を拡大する農家があり，64年から72年の間に大農層に属する７戸のうち，５戸が耕地を拡大している。草薙第３は，草薙第２ほど階層分化は明瞭ではないが，50a 以下の小農層の割合が少なく，８年間に脱農した農家は１戸もない。しかし，60a 以下の層，80～100a 層，100a 以上層の３層に分かれるのは草薙第２と同様であり，階層分化の傾向にあり，耕地規模を拡大するのは，100a 以上の大農層に集中している。当地区内でも，経営耕地面積による階層分化は地域的に大きな差異が認められ，階層分化が著しく進展した区域ごとに配列すると，草薙第１・楠新田・草薙第２・草薙第３の順序になり，これは土地利用からみた都市化の進展にも一致する。

上述のように，みかん・茶などの全国市場をもつ作物を経営する農家は，経営をより専門化することによって，傾斜地に農地を求めて規模を拡大する動きをみせる。一方，農地が市街地に囲まれた当地区の農業経営は，近年，農業労働力の流出に伴って人手が不足することや，地区への流入人口の増加によって農産物の需要が増大し，地元に市場が生じたことによって，著しく変容している。茶摘み時期には，茶園を経営する農家は，地元に居住するサラリーマンの主婦を雇用して，労働力不足を補い，茶摘みに従事した主婦達は，賃金のうちの一部分で自分が摘んだ茶を購入し，その量も多量にのぼるという。また，地元で生産されるトマト・きゅうり・なす等の野菜類は，大半が地元で売却されて他地方へ出荷する必要がなくなる傾向にある。すでに尾留川正平・山本正三他が指摘したように，大都市近郊にみられる市街地農業の類似形態は，当地区にもみられるといえよう。

III. 結　び

大都市近郊の都市化を念頭におき，清水市域の近年の都市化を土地利用の側面を中心にして解明することを試みた。明らかになった諸事実を以下のようにまとめる。

1)　地方都市の都市化としての性格
2)　大都市近郊の都市化に類似した性格
3)　連接都市の都市化としての性格
4)　Megalopolis の都市化としての性格

1)　清水市が存在する東海道に沿う大都市間（intermetropolitan）地域では，工場地化を軸にしながら，他地域に比較して急速に都市化が進行している。

工場が農村地域に進出し周辺地域を都市化してゆく過程を微視的にみれば，まず，社宅・寮などの工場関係住宅や個人経営のアパート・貸家が建築されて，工業労働者の居住地区ができる。次の段階として，それらの層が独立家屋を希望することから，既存の居住地区の背後にある農地を求め，個人住宅を建設する。したがって，農地転用は，工場・寮・社宅・厚生施設のみにとどまらない。

清水市域内でなされる農地転用は，土地利用を変化させることは勿論のこと，農家の農業経営を大きく

変容させる。草薙地区のように，収益性が高く出荷機構が整備されて全国市場を持つみかん・茶のような商品作物を栽培する地域では，転用による資金で地区内外に未耕地を開墾したり，代替地を求めて規模を拡大する層が現われる。ただし，三保地区のように残存農地や開発可能な土地が少なく，これに加えて，採算の合う商品作物が露地栽培では限られるため，農地転用をする農家は農業経営を維持することは困難である。このように，都市化の影響を受けて，農民層の両極分解と土地利用の分化が進行している。

2) 清水市における農地転用面積の経年変化は，日本経済の動向を敏感に反映し，全国的な動向にほぼ一致する。しかし，大都市域における農地転用のピークよりは，1～2年間の遅れがある。1960年代後半から70年代にかけて，工業化の速度が緩和されると，土地利用面では工場地化から住宅地化に主導が移るようになり，大都市近郊での傾向に類似する。

都市化の農業経営に対するマイナス効果によって，大都市近郊にみられるように，耕地が放棄された社会的休閑地が生じ，耕地は荒地化して，周辺農地にも悪影響を及し，計画的な土地利用がみられない。都市計画・土地区画整理事業等の地域計画が都市化に追随している。

農村地域においては，各農家から労働力が他地方に流出することは少なく，進出した工場の工業労働者あるいは中心市街地の雇用労働者として，就職し余暇には農業に従事する兼業労働者 (worker-peasant) を誕生させた。また，農地と宅地が混在する地域では，農業生産物の需要が地元に生じるため，野菜類などは地元で売却されることが多い。労働力不足によって，茶摘みには周辺のサラリーマンの主婦連が雇われ，大都市近郊に展開する市街地農業の形態をとり，都市域と農村域の区別は不明瞭になりつつある。

3) 清水市草薙地区の市街地と隣接する静岡市の市街地のように，拡大した市街地が連接して連接都市が形成されている。従来の研究によれば，同様な現象は駿河湾岸地域に多くみられる。

4) 上記の1)，2)，3) により，清水市の都市化は，地方都市と大都市近郊の都市化の両者の性格をもち，あわせて連接都市の都市化の性格をもちそなえている。したがって，従来，分類されてきた，1．大都市近郊の都市化，2．地方都市の都市化の類型とは異なって，清水市においては，Megalopolis の都市化という新しい形態を認めなくてはならない。

この研究に対して終始ご指導をいただいた筑波大学名誉教授の尾留川正平先生ほか，筑波大学地球科学系の諸先生，そして絶えず激励のお言葉とご教示をいただいた山本正三教授に深謝の意を表します。また，調査にご助力をいただいた中丸和伯氏をはじめとする清水市史編さん委員会の方々に感謝するとともに，調査にご協力いただいた黎経富，石井英也，菅野峰明，当間唯弘，内山平久，小林浩二，町田親久各氏，および各種資料をご提供くださった関係官公庁の各位に感謝の意を表します。

この小論を，1975年4月に筑波大学を退官された尾留川正平先生に献呈いたします。

文献および注

1) Charles C. COLBY (1933) : Centrifugal and Centripetal Forces in Urban Geography, *Ann, Ass. Amer. Geogrs*. **23**, 1-20.
2) Patrick GEDDES (1915) : Cities in Evolution, London, 213p.
3) Jean GOTTMANN (1957) : Megalopolis, or the Urbadization of the Northeast Seaboard, *Economic Geography*, **33**-3, 189-200.
4) Lewis MUMFORD (1961) : The City in History, New York, 657p.
5) Richard HARTSHORNE (1959) : Perspective on the Nature of Geography, Chicage, 108-145がその代表である．
6) 伊藤郷平編著(1954) : 地方都市の研究―新しい豊橋―，古今書院，207 p.
7) 木内信蔵・青野洋子・鈴木富志郎(1956) : 浜松市の綜合調査，地理学評論 **29**-9, 606-612.
8) 田中啓爾編著 (1958) : 地理的総合研究―川崎市と東京江東地区―，古今書院，360p.
9) 京都大学文学部地理学教室編 (1965) : 大都市近郊の変貌―大阪府門真市における都市化と工業化について―，柳原書店，142p.

10) 位野木寿一 (1969)：衛生都市堺の変貌，位野木寿一還暦記念委員会，142p.
11) Georges CHABOT (1957)：La géographie urbaine, La géographie française au milieu du XXe siécle, Paris, 143-147.
12) Philippe PINCHEMEL (1964)：Géographie de la France, Tome 2, Paris, 559-643.
13) 前掲(9).
14) 尾留川正平・山本正三・佐々木博・金藤泰伸・朝野洋一・高橋伸夫・斉藤功 (1967)：大都市圏における市街地農業の生態—東京西郊小金井市の事例—，地学雑誌 76-5, 13-40.
15) 山鹿誠次 (1967)：東京大都市圏の研究，大明堂，245p.
16) 伊藤郷平編著 (1972)：中京圏，大明堂，323p.
17) 松井貞雄 (1960)：中京地区における都市化現象 (1)—春日井市域の農地潰滅—愛知学芸大学研究報告 9, 347-369.
18) 松井貞雄 (1960)：中京地域における都市化 (2)—衛星都市豊田市域の農地潰滅現象とその影響—愛知学芸大学地理学報告 15・16合併号，35-44.
19) 松井貞雄 (1962)：中京地域における都市化 (3)—住宅都市守山の場合—，愛知学芸大学研究報告 11, 83-100.
20) 長島弘道 (1972)：草加市における農家の非農業的土地利用，人文地理 24-1, 38-58.
21) 地理学評論 (1968)，41-2, 110-145.
22) 地理学評論 (1962)，35-2, 668-671.
23) 前掲(9) と (14)-(20).
24) 高野史男 (1973)：西南日本諸都市の高野史男 (1974)：産業基盤からみた日本の都市の一考察，東京教育大学地理学研究報告 XVIII, 153-166.
25) 高野史男 (1959)：都市化の類型と概念規定，地理学評論 32-12, 629-642.
26) このような考え方に，たとえば，Max. SORRE (1943)：Les fondements de la géographie humaine, Tome I, Paris, 448p. あるいは André CHOLLEY (1951)：La géographie, Guide de l' Etudiant, Paris, 79p. などが代表的である.
27) 高橋伸夫 (1969)：わが国における農地転用からみた都市化の段階，地学雑誌 78-6, 25-36.
28) 木内信蔵他編 (1964)：日本の都市化，古今書院，p. 69.
29) 浜英彦 (1965)：日本におけるメガロポリスの画定，人口問題研究 94, 11-25.
30) 上田正夫 (1965)：人口集積からみた太平洋沿岸・瀬戸内沿海メガロポリスの形成，人口問題研究，94, 26-48.
31) 黒田俊夫 (1965)：メガロポリスの人口学的検討—3大都市圏における人口流動密度の比較，人口問題研究所年報 15, 4-6.
32) 河野稠果 (1965)：人口移動からみたメガロポリスの特徴，人口問題研究 95, 11-20.
33) 山本正三・高橋伸夫・石井英也 (1974)：わが国における都市化の空間的展開，地図 12-3, 26-31.
34) 静岡県企画調整部企画課 (1973)：静岡県における物的流通の現状と展望，255p.
35) 1973年2月28日現在（清水市市民課の資料による).
36) 静岡県消防防災課 (1966)：静清地域およびその周辺地域の防災上の諸問題，17.
37) 山本正三・正井泰夫・丸井博・太田勇・佐々木博 (1962)：清水市域における土地利用の変化，東京教育大学地理学研究報告 6, 1-66.
38) 太田勇 (1966)：岳南地方の工業化（続報)，地理学評論 39-1, 1-19.
39) Nobuo TAKAHASHI (1970)：Le progrés de l'urbanisation avec l'industrialisation dans le district Mishima-Numazu, *Science Reports of the Tokyo Kpoiku Daigaku*, Section C, 10-99, p.p. 211-236.
40) 田辺健一 (1960)：東北地方の都市化，地理 5-1, p. 57.
41) 清水市内で東名高速道路関係の土地買収は，76.2万 m^2 である（日本道路公団静岡事務所の資料による).
42) 3条の申請書については，農業委員会での書類保存期間が3年間であるため，1964-66年の2年間のみ，4条については61-66年の5年間，5条については60-66年の6年間のものを集計した.
43) 本論では，三保1・2・3・4区をさす.
44) 門村浩 (1966)：静清地域の軟弱地盤とそれに基因する災害の予測（I)，地学雑誌 75, 42-64.
45) 近藤公一 (1960)：清水市近郊三保における園芸農業の地理学的考察，愛知学芸大学地理学報告，

15・16, 60–65.

46) 山本荘毅 (1959)：海岸地下水とくに砂洲の地下水について，地理学評論 32-11, 13–28.

47) 太田勇・高橋伸夫・山本茂 (1970)：日本の工業化段階と工業都市形成（上），経済地理学年報 16–1, 1–27.

48) 前掲 (37).

49) 青野寿郎・尾留川正平編 (1972)：日本地誌，第11巻，二宮書店，p. 476.

50) 前掲 (49).

51) 清水市役所 (1964)：清水市史，中巻 p. 434.

52) 帰国者によって，「日米長生友愛会」が結成されているが，その会員名簿（1967年12月発行）によると，三保地区（宮方・塚間を含む）では79名が入会している.

53) Hugh D. CLOUT (1972)：Rural Geography, London, p.p. 54–61.

54) 一例として，1940年に操業開始した N-社の社宅建設状況は，以下の通りである（改築を含む）

年度	1943年	44	46	47	48	50	54	56	57–61	65	66	68
戸数	136戸	210	48	28	4	6	(アパート) 18世帯	(〃) 19〃	(〃) 136〃	18	18	48

55) Jean GOTTMANN (1961)：Megalopolis, New York, 810p.

56) 調査時点の1970年10月1日現在，22948人，範囲は三保1・2・3・4区，宮方1・2・3区，折戸1・2・3・4・5・6・7・8区，羽衣町，白浜町，塚間，三保日鋼社宅，水面区を含む.

57) 静清東地区総合開発計画策定委員会 (1966)：静清東地区総合開発計画書，p. 28.

58) 清水市商工会議所の調査（1967年1月）によると，買廻り品の地元商店依存率は25.3%である.

59) Nobuo TAKAHASHI (1973)：Industrialisation et création des villes industrielles au Japon (2e partie), *Science Reports of the Tokyo Kyoiku Doigaku*, Section C, 11-111, 61–103.

60) ここでは，楠新田，草薙1・2・3区をさす.

61) 静岡県消防防災課 (1966)：静清地域およびその周辺地域の防災上の諸問題，97p.

62) 前掲 (37).

63) 山本正三 (1958)：静岡県における茶業の地域型について，東京教育大学地理学研究報告II, 95–118. 本論文は，草薙地区の西側に隣接する谷田部落を研究対象としているが，草薙地区にも同様のことがいえる.

64) John R. BORCHENT. (1961)：The twin cities urbanized area: Past, present, fntnre, *Geogr. Rev.*, 51, 47–70.

(1977年3月28日受理)

書評と紹介

E. FUKUI (Ed) : The Climate of Japan. Developments in Atmospheric Science, 8. Kodansha Co. Ltd., Tokyo and Elsevier Scientific Pub. Co., Amsterdam. 1977, 317 pp.

わが国の気候学の水準は国際的に見て十分高いものであるが，言語上の障害により，その成果が外国人によつて十分理解されてきたとはいい難い。すでに約半世紀前に岡田武松博士の Climate of Japan, 1931 が刊行され，諸外国では日本の気候に関する規範的著作として重用されてきた。しかし，何といつても，その刊行当時は漸く日本の気候学が誕生したばかりであつて，この書物の基底を支えた研究成果はまだ寥々たる時代であつた。

日本における気候学の真の意味での進歩は上記の書物の刊行の頃から始まつた。ここに紹介する新著は，過去半世紀にわたり日本の気候学研究に指導的役割を演じて来られた福井英一郎教授が，その門下生を中心としてまとめ上げたものである。その序文によると，今まで日本語以外の言葉で日本の気候に関するアップトゥーデイトなモノグラフが刊行されていないことの間隙を埋めようとしたものであると同時に，気象学・気候学の専門家のみならず，地理学・生態学・生物学の研究者，さらには教育者，外国人の日本訪問者にも役立つことを意図していることに特色がある。この目的に沿うために，天気と気候の一般的記述に加えて，それと人間生活との関連にも留意し，環境としての考察を加えている章がいくつかあることはこの種の書物としては異色であろう。このような特色を含みながら，天気と気候の記述は，近年の研究成果を反映してすぐれてダイナミカルである。以下簡単に本書の内容を紹介する。

1. 序 2. 日本の季節 3. 日本の気候の動的・総観的諸相 4. 冬の季節風 5. 梅雨 6. 盛夏の小乾季 7. 台風と秋りん 8. 熱収支 9. 水収支 10. 気流型と風系 11. 人間活動による気候の変質 12. 気候区分と気候誌 13. 気候変動の諸章から成るが，この章立てから見ても従来の類書とは可成り趣きを異にしており，すでにのべた編者の意図が看取されると同時に，近年においてわが国の気候学の研究が積み重ねられた主たる分野が何であるかも自ずと明らかになる。

2. 4. 5. 6. および7の各章で扱われる自然季節とその天候特性の近代気候学的解析は，主として戦後になされた実に多くの研究を基礎として記述されたもので，岡田博士の書物では全く取り上げられなかつたものである。50年前には漸く完備した観測網から得られた気候値（気温，降水量，風，日照など）の分布や時間的変化の記述に終始するのがせいぜいであったのが，現在では三次元的解析も加えられて，これだけ詳細に記載できることはまことに隔世の感が深い。外国の気候学者や地理学者は日本の冬の季節風と降雪，梅雨，台風などについての関心は深いが，参照すべき適当な文献が手許にないことを歎いているのにしばしば遭遇したが，これらの章は今後当分外国人の日本の気候の真の理解のために，読み易い文献として貢献することは間違いない。

3. で扱われる，気圧配置型の気候学，気団・フロントロジー，対流圏の高層気候も上記の諸章の理解を助けている。

8. と9. の両章は従来類書では，たとえ日本語で書かれたものでも，扱われたことのない内容である。気温・降水量・湿度など，今までは個別的な気候要素として記述されるのが常であつたが，ここではいづれも地表付近のエネルギー収支の中に位置づけて論じられている。これらの外に，混濁度，平衡温度，地温，蒸発と蒸発散，流量なども扱われ，本書の中でもユニークな章となつている。

10. 11. の両章は中，小スケールの現象の中でもとくにわが国で研究の蓄積が多い，気流系と都市気候がそれぞれテーマとなつている。

12. では日本の気候区分の若干について紹介がなされ，著者の気候区による簡潔なしかも各気候区の特徴を浮彫りにした記載がある。

13. の気候変動は最終氷期，後氷期の気候の概略，歴史時代の気候，観測時代の変動さらにそれへの都市の影響を要領よくまとめたものである。

以上のように日本の気候学の半世紀にわたる成果を踏まえた，そして一つの主張をもった気候誌として，海外においても高い評価を受けるに足る内容を備えているものといえる。各章末には精選された文献が付されていることも便利である。図表類の中には本書のためにわざわざ用意されたものも多く大変見易い。ただ，日本の気候の特色を理解してもらうために相当数の写真が挿入されているが，記載に必ずしもそぐわない感じのするものが多いというのが偽らぬ感想である。しかし，それはごく些細なことであり，学問的水準を保ちながら，外国人に対してこのような読み易い文献を提供した編著者の努力に敬意を表するものである。これによつて日本の気候学研究が国際的により正当に評価されることを大いに喜ぶものである。

（前島郁雄）

協会記事

講演会（昭和52年5月21日）

地学会館（東京地学協会）において「地球年代学の課題と現状」講師小嶋稔君の講演があった，参加者47名。

通常総会（昭和51年度第98回，昭和52年5月21日）地学会館，出席者：坪井会長ほか31名，委任状によるもの，308名計340名

議　事：

1．昭和51年度事業報告および会計収支決算について質疑応答の上これを承認した。

2．昭和52年度事業計画として地学講演会，百周年記念事業等前年度の規模で実施することとし会計収支予算案を原案通り承認した。

3．役員，評議員の改選が次に記載の通り承認された。

会長，監事，評議員

投票結果

会　長：坪井誠太郎

監　事：神山貞二

評議員：青柳信義

〃　池辺展生

〃　井関弘太郎

〃　市川正巳

〃　片山信夫

〃　河村武

〃　木内信蔵

〃　木村達明

〃　木村敏雄

〃　高坂晴男

〃　佐藤正

〃　佐藤久

〃　関原彊

〃　早川正巳

〃　宮久三千年

4．小倉勉会員を名誉会員に推薦することを決めた。

評議員会（昭和52年度第1回，昭和52年5月21日）

出席者：

坪井会長，市川正巳，岩生周一，片山信夫，河野義礼，木内信蔵，木村達明，倉持文雄，佐藤正，式正英，末野悌六，関原彊，保柳睦美，前島郁雄，森本良平，矢沢大二，渡辺景隆，他に委任状によるもの，16名計33名。

議　事：

1．理事を次の通り選出した。

副会長：末野悌六，保柳睦美，

理　事：片山信夫，木村達明，佐藤光之助，式正英，前島郁雄

2．新旧合同理事会の開催を次の通りきめた。

昭和52年6月3日（金）午後5時30分，於地学会館

訃　報

本協会元評議員　早坂一郎君は昭和52年8月19日，老衰のため逝去された。ここに謹んで哀悼の意を表する。

会長　坪井誠太郎

追記　次号に故早坂一郎会員の紙碑を掲載する予定である。

昭和51年度（第98回）収支計算書

昭和51年４月１日から昭和52年３月31日まで

昭和52年５月21日通常総会

貸借対照表

昭和52年３月31日現在

借方 摘要	金額	貸方 摘要	金額
固定資産	円	基金	円
土地建物	8,201,265	基金	3,500,000
機械設備什器備品	2,624,497	運用資金	
図書	706,113	会館敷金	6,640,000
有価証券	200,000	預り金	2,707,062
流動資産		退職給与積立金	2,441,350
預金及現金	10,682,235	未払金	38,700
現金 21,493円		積立金	
預金 10,660,742円		敷金返還準備金	6,273,623
受託頒布図書在高	190,596	事業復興資金	265,209
		別途積立金	1,600,000
		不足金	△ 861,238
		本年度不足金 1,102,780円	
		前年度剰余金 241,542円	
合計	22,604,706	合計	22,604,706

財　産　目　録　　昭和52年3月31日現在

科　目	前年度残高	51年度末残高	比較増△減額
資産の部	円	円	円
固定資産			
土地建物	9,001,265	8,201,265	△ 800,000
什器備品	2,624,497	2,624,497	
図書	706,113	706,113	
有価証券	200,000	200,000	
固定資産計	12,531,875	11,731,875	△ 800,000
流動資産			
現金	16,205	21,493	5,288
預金	10,275,897	10,660,742	260,043
普通預金	3,007,124	2,473,733	△ 533,391
第一勧業銀行			
飯田橋支店	2,859,129	88,629	△ 2,770,500
麹町支店	0	2,081,817	2,081,817
三菱銀行	147,995	303,287	155,292
定期預金	1,337,795	1,428,089	90,294
第一勧業銀行			
飯田橋支店	1,337,795	1,428,089	90,294
貸付信託	5,640,000	6,040,000	400,000
住友信託	2,900,000	3,100,000	200,000
安田信託	2,740,000	2,940,000	200,000
金銭信託	277,994	391,890	113,896
住友信託	139,009	202,420	63,412
安田信託	138,985	189,469	50,484
振替預金	12,984	327,030	314,046
受託頒布図書在高	239,502	190,596	△ 48,906
流動資産計	10,531,604	10,872,831	341,227
資産合計	23,063,479	22,604,706	△ 458,773
負債の部			
会館敷金	6,640,000	6,640,000	
退職給与積立金	2,005,350	2,441,350	436,000
預り金	2,487,755	2,707,062	219,307
未払金	50,000	38,700	△ 11,300
負債合計	11,183,105	11,827,112	644,007
差引正味資産	11,880,374	10,777,594	△ 1,102,780

不足金処理

本年度収入高	20,619,332円
同　支出高	21,722,112円
差引不足金	△1,102,780円
前年度繰越剰余金	241,542円
当期未処分不足金	△861,238円

不足金処理

昭和51年度収支差引未処理

不足金　861,238円

これを次の通り処理する。

翌年度(昭和52年度)へ繰越　861,238円

昭和52年度（第99回）収支予算書

社団法人　東京地学協会

科目	前年度予算額	予算額	比較増減額（△）
収入の部	円	円	円
(1) 会費収入	1,350,000	1,303,000	△ 47,000
正会員	1,250,000	1,203,000	△ 47,000
賛助会員	100,000	100,000	
(2) 基本財産収入	11,775,000	11,795,000	20,000
基本財産利子	500,000	520,000	20,000
会館収入	11,275,000	11,275,000	
常時貸室料	10,260,000	10,260,000	
臨時貸室料	795,000	795,000	
管理共通費収入	220,000	220,000	
(3) 運用財産収入	270,000	150,000	△ 120,000
利子収入	270,000	150,000	△ 120,000
(4) 印刷物収入	7,622,000	8,300,000	678,000
地学雑誌収入	1,600,000	1,300,000	△ 300,000
受託頒布図書収入	6,022,000	7,000,000	978,000
(5) 雑収入	30,000	40,000	10,000
広告料収入	20,000	30,000	10,000
雑入	10,000	10,000	
収入合計	21,047,000	21,588,000	541,000
(6) 前年度余剰金繰入	241,542	0	△ 241,542
合計	21,288,542	21,588,000	299,458

科目	前年度予算額	予算額	比較増△減額
支出の部	円	円	円
(1) 事務費	11,524,000	11,946,000	422,000
人件費	6,864,000	7,356,000	492,000
俸給給料	3,927,000	4,253,000	326,000
諸手当	2,026,000	2,103,000	77,000
謝金	50,000	60,000	10,000
福利厚生費	425,000	504,000	79,000
退職金	436,000	436,000	
事務所費	4,665,000	4,590,000	△ 75,000
消耗品費	200,000	200,000	
印刷費	200,000	150,000	△ 50,000
火災保険料	30,000	30,000	
修繕費	250,000	200,000	△ 50,000
建物償却費	800,000	800,000	
役務費	300,000	400,000	100,000
旅費交通費	60,000	60,000	
通信運搬費	400,000	450,000	50,000
水道光熱費	270,000	350,000	80,000
租税公課	1,600,000	1,450,000	△ 150,000
会議費	250,000	250,000	
備品費	100,000	50,000	△ 50,000
雑費	200,000	200,000	
(2) 事業費	9,651,000	9,640,000	△ 110,000
地学雑誌出版費	4,801,000	4,720,000	△ 81,000
編集費	729,000	730,000	1,000
印刷製本費	3,770,000	3,640,000	△ 130,000
発送費	302,000	350,000	48,000
受託頒布図書事業費	4,100,000	4,700,000	600,000
図書室費	200,000	50,000	△ 150,000
図書整備費	100,000	0	△ 100,000
図書購入費	100,000	50,000	△ 50,000
地学振興費	100,000	0	△ 100,000
講演会費	100,000	20,000	△ 80,000
調査研究費	100,000	50,000	△ 50,000
地労功労者表彰費	150,000	0	△ 150,000
地学クラブ費	100,000	100,000	
(3) 予備費	113,542	2,000	△ 111,542
合計	21,288,542	21,588,000	299,458

昭和51年度（第98回）収支計算書

昭和51年4月1日から昭和52年3月31日まで

科　　目	予　算　額	決　算　額	備　　考
収入の部	円	円	
(1) 会費収入	1,350,000	1,215,385	
正会員	1,250,000	1,125,585	
賛助会員	100,000	89,800	
(2) 基本財産収入	11,775,000	11,065,684	
基本財産利子	500,000	526,896	
会館収入	11,275,000	10,538,788	
常時貸室料	10,260,000	9,548,090	
臨時貸室料	795,000	772,298	
管理共通費収入	220,000	218,400	
(3) 運用財産収入	270,000	129,324	
利子収入	270,000	129,324	
(4) 印刷物収入	7,622,000	8,185,939	
地学雑誌収入	1,600,000	1,126,950	
受託頒布図書収入	6,022,000	7,058,989	
(5) 雑収入	30,000	23,000	
広告料収入	20,000	23,000	
雑入	10,000	0	
収入合計	21,047,000	20,619,332	
当期不足金		1,102,780	
前期繰剰余金	241,542		
合計	21,288,542	21,722,112	

科目	予算額	決算額	備考
支出の部	円	円	
(1) 事務費	11,524,000	11,653,494	
人件費	6,864,000	7,206,206	
俸給給料	3,927,000	4,129,056	
諸手当	2,027,000	2,170,961	
謝金	50,000	50,000	
福利厚生費	425,000	420,189	
退職金	436,000	436,000	
事務所費	4,665,000	4,447,288	
消耗品費	200,000	186,828	
印刷費	200,000	103,320	
火災保険料	30,000	25,100	
修繕費	250,000	190,400	
建物償却費	800,800	800,000	
役務費	300,000	366,470	
旅費交通費	60,000	50,280	
通信運搬費	400,000	444,046	
水道光熱費	270,000	346,445	
租税公課	1,600,000	1,422,250	
会議費	250,000	302,158	
備品費	100,000	11,800	
雑費	200,000	198,191	
(2) 事業費	9,651,000	10,068,618	
地学雑誌出版費	4,801,000	4,967,783	
編集費	729,000	724,073	
印刷製本費	3,770,000	3,853,630	
発送費	302,000	390,080	
受託頒布図書事業費	4,100,000	4,873,135	
図書室費	200,000	33,700	
図書整備費	100,000	0	
図書購入費	100,000	33,700	
地学振興費	100,000	0	
百周年記念事業費	0	40,350	
講演会費	100,000	18,000	
調査研究費	100,000	84,450	
地学功労者表彰費	150,000	0	
地学クラブ費	100,000	51,200	
(3) 予備費	113,542	0	
支出合計	21,288,542	21,722,112	

地学雑誌第820号　昭和52年8月20日印刷
昭和52年8月25日発行

編集兼発行者　式　正英

発行所　社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号 102
電話東京(261)0809番
振替口座東京66278番

印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎 3-12-15

東京地学協会取扱い出版物 (▲印新刊)

$\frac{1}{5万}$ 地質図説明書付き (△印を除く)

460円
400円

松
治西部
予三崎
館
島小島
肥
田
本
清水
泊
水
籠
井岬
方
文島
立
茂住
加内
岐
子元島
日市
尻島
本
野山

600円
400円

穂
寒湖
業山

足尾
厚田
阿仁合
網走
荒島岳
飯田
伊万里
岩内
羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦
襟裳岬
遠別
大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島
大屋市場
海南
蛸ノ浦
加子母
金木
加治木

鹿屋
上里
唐津
冠島
霧島山
北見
鞍岡
草津
甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森
佐用
猿留
志布志
城端
周匝
須坂
川内
男女群島
鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良
近川
智頭
津山東部
月形

土淵
都農
徳舜瞥
当別
動木
苫前
富高
那智
男体山
仁位
西徳富
沼田
根雨
鋸崎
羽島
初浦
羽幌
浜益
美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島
人首
深浦
船津
幌泉
母衣月
三島

三田井
三厩
森吉山
門別
焼石岳
米子
呼子
留萌
涌谷
若柳

各 890円
〒 450円

五所川原
田老
妹背牛
△横田
脇野沢

850円 〒400円
山形市北部地質図

各 2,390円
〒 500円

▲竹田
蓼科山

2,390円
〒 都内 450 / 第一地帯 550 / 第二 〃 650 / 第三 〃 750

浜松

各 1,390円
〒 450円

磯浜
岩沼
魚津
▲渡島福島
川尻
金華山
熊石
久遠
五城目
竹貫
鶴居
▲富江
那珂湊
野尻
彦根東部
▲都城
陸奥川内
米内沢

各 1,510円
〒 450円

羽後和田
大樹
館
飛驒古川

各 1,840円
〒 450円

▲秋田
▲八が岳

各 〒 450円
辺・勝本・郷ノ浦 1組 600円
槌・霞露岳 〃 600円

大間・佐井 1組 600円

阿田和・新宮 1組 890円
伊予高山・八幡浜 〃 890円
掛塚・見付 〃 890円

学雑誌 隔月発行，1カ年8,700円 (送料を含む)。巻号によっては分売いたします。

東京地学協会取扱い出版物

$\frac{1}{20万}$ 地質図　各〒300円

石巻	440	宮津	620
大分	440	稚内	620
男鹿島	440	岩内	870
唐津	440	天塩	870
高知	440	広尾	870
野辺地	440	尻屋崎	870
羽幌	440	根室	1,140
輪島	440	鳥取	1,140
青森	620	北見	1,140
網走	620	剣山	1,140
伊良湖岬	620	斜里	1,140
酒田	620	留萠	1,140
新庄	620	帯広	1,310
標津	620	知床岬	1,310
苫小牧	620	釧路	1,310
深浦	620	静岡および御前崎	1,870
松山	620	▲旭川	1,870

$\frac{1}{50万}$ 地質図　各〒300円

金沢	1,280	東京	890
岡山	1,280	八丈島	500
福岡	1,950	奄美大島	500

$\frac{1}{7万5千}$ 地質図　説明書付き　各〒400円

鬼首	620	徳島	620
高松	620	勿来	620

東京地学協会発行（正会員は定価の1割引）
保柳睦美

日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録(1935—1950)　200　〒350

第11回太平洋学術会議組織委員会編集
Japan Guide Book for he Congress Tours
頒布価格1部　700円　〒400
（正会員は定価の1割引）

斉藤報恩会発行
増田孝一郎・野田浩司
日本の第三紀及第四紀　1950－1974

軟体動物のチェックリスト　定価 9,000円　〒 都内 550　第一地帯 670　第二〃 770　第三〃 870
（正会員の割引無し）

〒各 400円

156	地震探鉱反射法の研究	300
160	兵庫県西播地域工業水源地域調査報告	470
161	山形市付近の天然ガス地化学調査報告	500
162	秋田県小坂鉱山の母岩の変質	450
164	火薬爆発によつて生ずる雑振動および反射波の実験的研究	450
165	北海道のチタン資源	550
168	宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書	450
184	弾性波パルスの伝播に関する研究	400
185	上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地	460
186	八幡油田鹹水の地球化学	620
188	地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について	400
189	青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について	350
191	琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究	1,000
193	北海道庶路地域の炭田ガスについて	470
194	天草下島教良木層産治新世有孔虫類	470
200	本邦クロム鉱床の成因的研究	580
220	北海道の鉄資源	550
221	北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床	470
226	イラン国北西部のアングラン鉱山	430
235	北西九州古第三紀砂岩中のジルコン―ざくろ石―電気石比がもつ地質学的意義	500
252	草津―万座地熱地域の地質学的リモートセンシング	1,200
254	爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究	950
257	日本の主要地熱地域の熱水の化学組成　〒 都内 550　第一地帯 670　第二〃 770　第三〃 870	2,600
特別号	（5）　爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造	1,050
特別号	（C）　ゲルマニウム資源について	330

備考　正会員一割引
ご注文の代金（送料含め）は前金で頂きます。
〒102　東京都千代田区二番町 12―2
社団法人・東京地学協会
御送金先　下記何れか宛にお願いいたします。
振替口座―東京―0―66278
第一勧業銀行麹町支店(普)　―1404044
三菱銀行麹町支店(普)　―4048103

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 86, No. 5 (821), 1977

目　　次

論説・報告
保柳睦美：江戸時代の時刻と現代の時刻……………………………………（ 1 ）
山口寿之：蔓脚類の系統の研究（総説）……………………………………（ 13 ）
奥村　清・吉田晴彦・加藤邦宜：三浦半島宮田台地の第四系……………（ 33 ）
短　　報
後藤博彌・山際延夫：兵庫県福崎町東部から発見された二畳紀化石………（ 47 ）
小野有五：ヒマラヤの生態学と地質学に関する国際会議……………………（ 50 ）
書評と紹介
Franz Zwittkovits: Die Almen Österreichs（矢沢大二）………………………（ 60 ）
協会記事……………………………………………………………………（ 61 ）
紙碑及び訃報
早坂一郎会員の逝去を悼む……………………………………………………（ 64 ）
訃　報…………………………………………………………………………（ 67 ）
口　　絵：カナダ楯状地北西部の氷蝕地形（有井琢磨）

CONTENTS

Relations between the Time System in the Edo Period
and the Japanese Standard Time……………………Mutsumi HOYANAGI (1)
A Review of Phylogenetic Studies on Cirripedia……………Toshiyuki YAMAGUCHI (13)
Über das Quatär-System des Miyada-Gebietes der Miura-Halbinsel,
Zentral-Japan……Kiyoshi OKUMURA, Haruhiko YOSHIDA and Kuniyoshi KATO (33)
Permian Fossils Found in the East of Fukusaki-cho, Hyogo Prefecture,
Southwest Japan……………………Hiroya GOTO and Nobuo YAMAGIWA (47)
Colloque International sur l'écologie et la
geologie de l'Himalaya……………………………………Yûgo ONO (50)

Book Review, Society's News…………………………………………… (61)

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

東京地学協会取扱い出版物　（▲印新刊）

各　〒400円

1/200万	日本地質図	1,560
1/200万	日本変成相図	700
1/200万	日本の火山	1,490
1/200万	日本炭田図	890
1/200万	日本鉱床生成図(14)	720
1/200万	日本鉱床生成図(15)	940
1/ 20万	中部地方領家帯	2,100
1/ 50万	後期新生代地質構造図東京	1,280
1/ 50万	地質構造図秋田	1,090
1/2万5千	佐世保北部	1,090
1/2万5千	生駒山地西麓部	830
1/2万5千	鬼　　首	830
1/ 10万	石狩沖積低地	1,240
1/ 50万	第四紀地殻変動図近畿	1,580
1/200万	日本油田ガス田分布図	1,150
1/200万	粘土鉱床分布図	1,370
1/ 10万	東京湾周辺地域の地質	2,500
1/500万	An Outline of the Geology of Japan	1,030
1/ 5万	阿寺断層周辺地域の地質構造図	2,520
1/200万	{日本温泉分布図 {日本温泉鉱泉一覧} 組	2,210 〒450
1/200万	絶対年代図(16-1)花崗岩	650
1/200万	絶対年代図(16-2)変成岩	900
1/ 20万	海洋地質図 I，甑島周辺海域海底地質図	1,850
1/ 20万	海洋地質図 II，対島五島海域表層地質図	1,350
1/ 20万	海洋地質図 III，相模灘及付近海底地質図	1,840
1/ 20万	海洋地質図 IV，相模灘及付近表層堆積図	1,630
1/ 20万	海洋地質図 V，紀伊水道南方海底地質図	1,700
1/ 20万	海洋地質図 VI，紀伊水道南方表層堆積図	1,280
1/100万	海洋地質図 VII，琉球島弧周辺広域海底地質図	3,610
	▲海洋地質図 VIII，西南日本外帯沖広域海底地質図	2,000

日本油田ガス田図(I)	青 山 奥	820
日本油田ガス田図(II)	横　浜	820
日本油田ガス田図(III)	讃 須 賀	820
日本油田ガス田図(VII)	魚　沼	3,410 〒750
日本油田ガス田図(VIII)	東　京	1,510
日本油田ガス田図(IX)	七　谷	820
日本油田ガス田図(X)	茂　原	2,140
日本油田ガス田図(XI)	佐　渡	1,510

地質図幅目録索引図，52年版	640 〒200

各　〒400円

日本水理地質図(I)	木曽川左岸・矢作川・豊川流域	840
日本水理地質図(IV)	山梨県釜無川および笛吹川流域	650
日本水理地質図(V)	香東川・土器川・財田川流域	650
日本水理地質図(VI)	愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域	650
日本水理地質図(VII)	千葉西部	650
日本水理地質図(VIII)	奈良県大和川流域	650
日本水理地質図(XI)	長野県松本盆地	650
日本水理地質図(XII)	兵庫県南西部	840
日本水理地質図(XIII)	佐賀・福岡県筑後川中流域	840
日本水理地質図(XV)	都城盆地	840
日本水理地質図(XVI)	仙台湾臨海地域	840
日本水理地質図(XVII)	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	840
日本水理地質図(XVIII)	福岡・大分山国川および駅館川流域	840
日本水理地質図(XIX)	熊本県白川および黒川流域	840
日本水理地質図(XX)	鳥取県日野川流域	840
日本水理地質図(XXI)	福岡県矢部川中流域	840
日本水理地質図(XXII)	山梨・長野県釜無川上流域	1,110
日本水理地質図(XXIII)	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,390
日本水理地質図(XXIV)	長野県千曲川中流域	1,390
日本水理地質図(XXV)	島原半島	1,630

北海道金属・非金属鉱床総覧　I	610
北海道金属・非金属鉱床総覧　II	590
北海道金属・非金属鉱床総覧　III	560

各　〒450円

空中磁気図(I)	酒田-村上-弥彦-糸魚川海域	1,030
空中磁気図(II)	稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域	1,030
空中磁気図(VIII. IX. X)	厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域	1,030
空中磁気図(XI. XII)	輪島-福井-陸奥-尻屋崎-八戸-宮古-気仙沼-花巻海域	1,280
空中磁気図(XIII)	福井-豊岡-隠岐海域	590
空中磁気図(XIV. XV. XVI)	豊橋-尾鷲-串本-紀伊水道-室戸-足摺-延岡-宮崎-日南-佐多岬海域	1,550
空中磁気図(XVII, XVIII)	天北-十勝地域	590

日本地質図索引図(I)	日本東部	3,160
日本地質図索引図(II)	日本西部	3,700

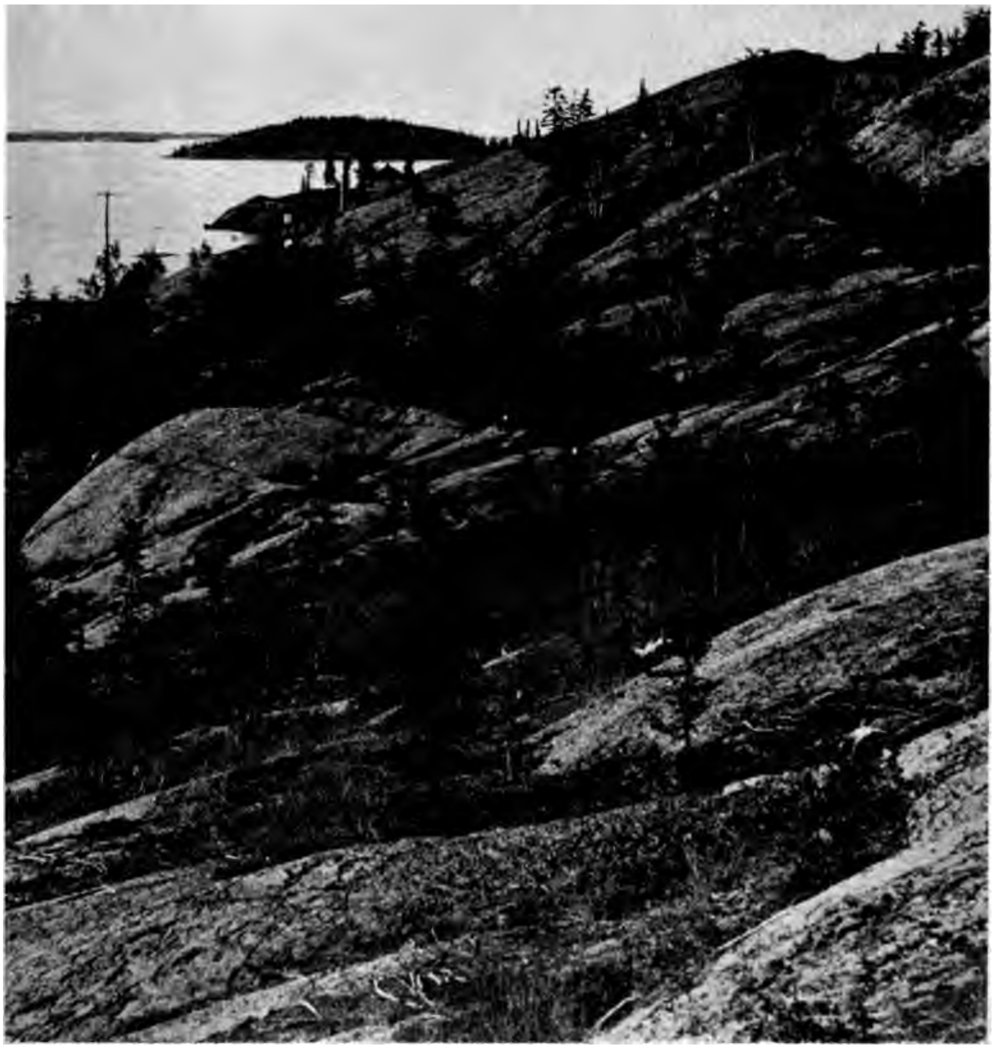


写真 1　イエローナイフ付近の氷蝕上流側斜面（stoss side slope）に発達したルントヘッカー



写真 2　イエローナイフ市街北西辺にある氷蝕溝（深さ約70cm）

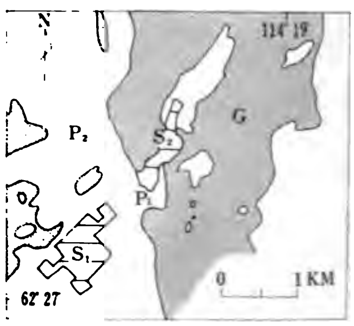
カナダ楯状地北西部の氷蝕地形

カナダのノースウエストテリトリーズの首都イエローナイフ（北緯62°28′，西経114°21′30″付近）は，グレイトスレイブ湖の北部を占めるイエローナイフ湾の西岸にある。その市域から北方のコロネイション湾におよぶベアスレイブ台地（南北600余 km，東西525km 余に含まれる）は，カナダ楯状地の北西部を占め，主として始生界からなる。この台地では，氷蝕で形成された無数の凹地に水をたたえた湖沼群と，つむ型の氷蝕小丘群の発達が著しく，一部にエスカーの地形もみられる。

カナダ地質調査所発行（1969年）の氷河地図（縮尺1 500万）によると，イエローナイフ付近におけるウィスコンシン期の氷床は，9.6千年 B.P. にとけてしまった。しかしこの付近の始生界からなる地表の研磨面にみられる氷蝕溝（glacial grooves，この溝にねている大人を横からみても，人影がみえない程度のものは数多くある）や，氷蝕擦痕（一般走向は NE-SW）は意外に新鮮に保存されている場合が多い。これは，氷蝕の痕跡が保存されやすい条件によるものか，その後局地的に新しい氷蝕をうけた時期があったことによるものか，興味ある問題である。

イエローナイフ付近の標高は，154～195m にすぎない。この市の新しい市街地にたてられた建造物は，氷床の融解がはげしかった時期にグレイトスレイブ湖に堆積された水成堆積物の下の始生界を支持基盤としている。上位にある水成堆積物を取り除いた露出岩盤の表面には，新鮮な研磨面と見事な擦痕がみられる。

写真1は，イエローナイフの新市街地の北東端（標高165～195m）付近にある始生界の緑色岩（変朽玄武岩・変朽安山岩）からなる斜面を，北東から撮影したものである。この付近の最終氷期における氷床は，北東から南西へ移動したものと推定されている。前方にみえる大湖はイエローナイフ湾，島影はそこ[illegible]。写真2は，イエローナイフの新市街地の西辺にある始生界の石英安山岩からなる小丘（標高195m 付近）[illegible]水蝕溝 NE-SW[illegible]。　有井琢磨，1970年8月撮影



写真位置図

P_1 は写真1撮影地点，P_2 は写真2撮影地点；S_1 はイエローナイフ新市街地，S_2 はイエローナイフ旧市街地；Gはグレイトスレイブ湖（イエローナイフ湾）

地学雑誌 86, 5 (1977)

江戸時代の時刻と現代の時刻

保　柳　睦　美

Relations between the Time System in the Edo Period and the Japanese Standard Time

Mutsumi HOYANAGI

Abstract

In 1872 the Meiji Government adopted the solar calendar, the twenty-four hours system and the new date, and in 1886 decided the Japanese Standard Time based on the time of the meridian of 135°E., running through Akashi in Hyôgo Prefecture near Kôbe. Since then, the date and the time have entirely changed from those of the Edo period when the lunar-solar calendar and many local times prevailed throughout Japan.

The conversion of the old date into the new one is not so difficult task, but on the contrary, that of the old times into the new ones has complicated problems, because the old calendar system was different in many respects from the new one and also each clan adopted the local time derived from the time of each castle-town.

Firstly, the structure of the old calendar, which was introduced from China, was basically different from the new one. The length of the hour-units of daytime and nighttime differed according to the twenty-four short seasonal unit days, including the day of autumnal equinox, of vernal equinox, of summer solstice and of winter solstice. The beginning hours of daytime and nighttime were partly improved by the astronomers of the Tokugawa Government; in the early part of the Edo period they were the times of sunrise and sunset of the castle-towns, and later they were more improved.

However, in 1797 TAKAHASHI-Yoshitoki, a young but an excellent astronomer, who studied the Western astronomy through the books edited by the European missionaries stationed in China and brought up INO-Tadataka, the greatest land surveyor in the Edo period with the aid of astronomical observations, revised the times scientifically. He got the accurate position of the sun by spherical trigonometrical calculations, and decided up the beginning and the end of twilight by the angle of depression of the center of the sun on the days of autumnal and vernal equinox at Kyoto, the result was [illegible]. The new definition had been used until [illegible].

This paper deals with some ways of conversion of the old times into the new ones, and illustrates the converting examples of the old times in the Edo period, how the converted times were different from one another throughout Japan in accordance with the latitudes and the longitudes of the towns.

はじめに

東京地学協会の事業として「伊能忠敬の科学的業績」(古今事院, 1974) を編集していたとき, 手数のかかる仕事がいくつもあった。その1つは江戸時代, ことに忠敬の測量当時に用いられていた寛政暦期間の時刻を, 現代の時刻に換算することであった。忠敬の測量日記には, 時刻がほとんど毎日のように出てくる。だからこれを引用した部分に時刻が含まれている場合には, その地点の位置 (緯度・経度) と月日 (太陽暦) とから当日の日出・日入時刻を計算し, これらに寛政暦方式の特殊な操作 (後述) を加味して現代時刻に近い数値に換算したものを, 原文の各時刻に注としてつけた。しかしこんな配慮に気づいて下さった人は, ごく稀だったらしい。そこで上記の書物の補遺の意も含めて, 江戸時代の時刻やその換算法について, 以下にその概略を述べる。

I. 両者の関係についての誤解

明治5年 (1872) に, それまで用いられていた旧暦が廃止されて太陽暦に改められ, 同年12月3日が明治6年1月1日となった。また昼と夜の時刻も, それまで各間隔が不同であった12時刻制 (不定時法) が廃止され, 各間隔が等しい24時間制 (定時法) が採用された。さらに明治19年 (1886) には, 明石を通る東経135°の子午線の時刻 (平均太陽時) が中央標準時と定められた。こうして旧暦の時代とは月日も時刻もすっかり変わり, 以後はわれわれが現在用いている月日や時刻が通用するようになった。その結果, 日本のどの地点でも同じ時刻が用いられて便利になっているが, 一方では不自然な点もある。たとえば明石から遠く離れた地点でも, 明石の時刻によって人々は生活をしているのである。

これに反して江戸時代には, 各藩ではその城下町の地方時を用いていた。したがって城下町の位置 (緯度・経度) が違えば時刻も相違してくるので, 現代のわれわれの感覚からすれば不便であったと思うかもしれない。しかし交通が不便であり, 時刻に対してそう敏感でなくてもよかった時代だけに想像するほどの不便はなく, しかも各地方の人々は, その土地としては自然な時刻で生活を営んでいたわけになる。といっても江戸時代に書かれたもののなかに時刻が出てくる場合には, これを現代の標準時に換算してみないと, いまの私たちの時刻観念に合致しない。そこでその換算法が問題となる。

多くの国語辞典などには, 江戸時代の時刻と現代の時刻との対照図のようなものが掲載してある(図1)。地方史研究家のなかには, いつもこれによって江戸時代の時刻を現代のそれに換算するという途方もない誤りを犯している人が多いのには驚く。しかも「明け六ッ」といえばすぐに午前6時とし, これによって作った安易な時刻対照表までつけている例もある。

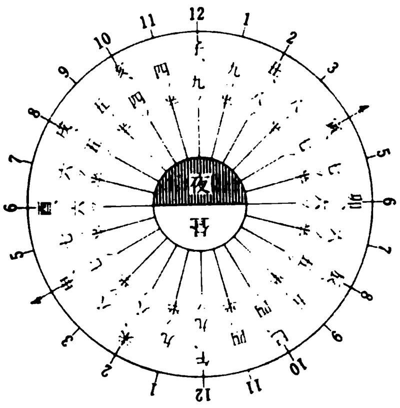


図 1 春分と秋分における日出・日入基準時刻(地方真太陽時)

この図は日出時刻を昼のはじまりとし, 日入時刻を夜の開始としたときに(日出・日入基準), 春分と秋分の日に限って日本各地の地方真太陽時と——地方平均太陽時 (＝真太陽時−均時差) とはその大略が——合致するものにすぎない。日出・日入時刻は地方により, 季節によって推移する。したがってこの図は, 春分と秋分の日以外には全く役にたたないものである。

II. 日出・日入基準時刻と, その二刻半前後

1) 二十四節気における時刻　江戸時代のはじめには, 日出・日入時刻をそれぞれ昼と夜の開始としていた時期があった。それは宣明暦が通用していたときである。これは貞観4年 (862) 以来, ずっと日本で用いられてきた中国の暦であり, 最後の約80年間は江戸時代に含まれる。こんなものが通用してい

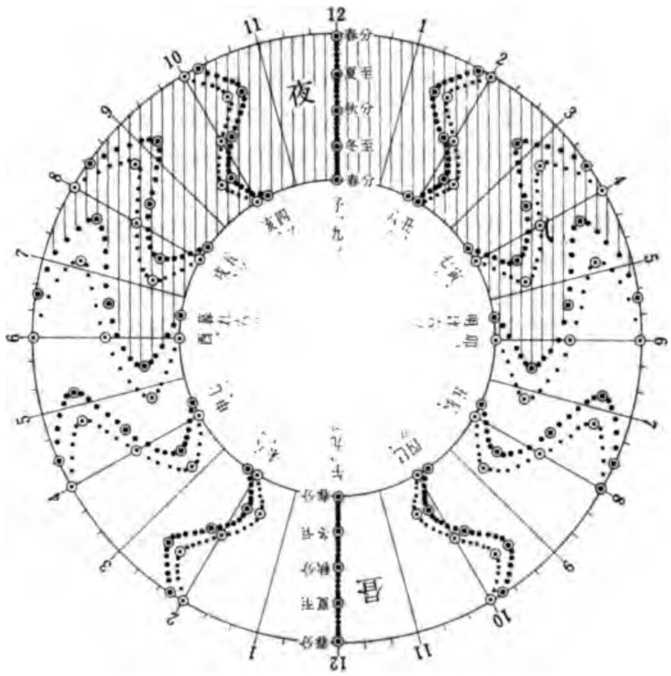


図 2　京都の真太陽時の季節による推移
細点（節気）曲線‥‥日出・日入基準時刻
太点（節気）曲線‥‥六ッ基準時刻
（広瀬秀雄氏作製）

たのん気な時代だけに，日出・日入時刻の観測がどれほど正確に行なわれたか不明だが，現代の時刻なら簡単に知れる。理科年表（東京天文台編纂）の「暦部」に「各地の日出入表」があって，これには日本の主要都市の日出・日入時刻が10日ごとに記載されているからである。もっとも江戸時代の日出・日入は，太陽の中心が地平線に来たときのことを指していたから，記載のそれぞれの時刻∓ 4 分内外，と修正する方がよい。

それにしてもこれらの時刻が，一日ごとに連続的に変化するのでは不便なので，実用上には 1 年を二十四節気――これは中国で古くから用いられていた小寒・大寒・立春・雨水・啓蟄・春分・清明・穀雨・立夏・小満・芒種・夏至・小暑・大暑・立秋・処暑・白露・秋分・寒露・霜降・立冬・小雪・大雪・冬至の24細分季節点で，太陽の黄道上の位置，すなわち太陽黄経に基づく。たとえば太陽黄経 0° が春分，90° が夏至，180° が秋分，270° が冬至で，他はこれらから15° ごとに区切る――に分け，これらの日の時刻を，それぞれの間に挾まれた期間の時刻とした。それにしてもこの日出・日入時刻の変化によって，昼夜の長さが違ってくる。そこでそれぞれを 6 等分した 1 分画を一時(いっとき)，または一辰刻（ひととき）とよんだ。だからこの一時の長さは，同一地点でも季節によって違ってきて，不定時法の特色を示す。なお理科年表の10日ごとの表では，これらの節気日が欠けることがある。この場合には，前後数箇の時刻からグラフを描いて計算すれば，その日の時刻が得られる。

とにかく上記の関係を，たとえば京都の真太陽時の推移によって図に描いてみると，季節による昼夜や一時の長さの変化は，二十四節気の日における日出・日入時刻の相違に応じて，おもしろい曲線になることがわかる(図 2 の細点曲線)。

2)　時刻のよび方　ついでながらここで，九ッ・八ッ・七ッ・六ッ等の時刻のよび方について述べ

る。この数の順序は，現代の時計の時刻の順序とは反対である。なぜこんな数が生れ，こんな呼称になったのか。これには陰陽道が関係する。陰陽道によると，陽の数の極致は九である。そこで太陽が南中した時を昼九ッとし，その反対の時刻を夜九ッとした。次に9×2＝18，9×3＝27，9×4＝36，……であるから，これらの数の1ケタだけをとると8，7，6，……の順となる。その結果は，六ッが昼および夜の開始時刻となるが，この時刻は二十四節気によれば，春分と秋分以外は，現代の6時とはかなり相違してくることになる（図2）。

なおこの時刻呼称が中国でも行われたかどうかは，記録からは明らかにされない。しかしおそらく寺院で時を知らせる鐘の数は，これによっていたのであろう。

2）二刻半の問題　上述のような日出・日入基準の使用も，江戸時代としては短期間にすぎなかった。宣明暦は長い間，根本的改良を加えなかったので，実際との狂いが目だつようになった。そこで貞享元年（1684）に，明の大統暦にしたがって改暦することに一応は決った。しかしこの実施以前に，安井（渋川）春海（1639～1715）の暦法の方が日本には合致することがわかり，貞享元年に貞享暦に改められた。

この貞享暦では時刻に関しては，日出の二刻半前を「夜明け」とし，日入の二刻半後を「日暮れ」とした。当時は1日を100刻としていたから，二刻半は36分に当る。なぜこのようにして夜明け，日暮れを決めたかの理由は記録にはないが，おそらく実情と便宜から発したものであろう。すなわち実際には，日出時刻以前にすでに薄明となって朝がはじまっているし，日入後も薄明があって，まだ本当の夜とはいえない。だからそれぞれ二刻半ぐらいずらせば実際に近くなると考えたことと，さらには江戸という広大な都会における役人の登城や帰城の門限などに関連する交通時間も考慮した結果であろう。

こうして宝暦暦（1754～1797）までは上述の時刻状態が続いたから，この期間のおもな都市の夜明け，日暮れの時刻の計算は簡単である。すなわち理科年表掲載の「各地の日出入」表から，日出時刻（日入時刻）－（＋）4分－（＋）36分，で大略の現代時刻が得られる。

III．寛政暦による改刻とこれによる具体例，および現代時刻への換算法

1）太陽の伏角　宝暦暦も年を経るにしたがって次第に狂ってきた。そこで宝暦七年（1795）に改暦の議が起り，高橋至時が大阪から江戸へ召されて天文方となり，間重富がこれを助けることになった。伊能忠敬が至時の弟子として入門したのもこの年のことである。至時と重富とは研究を重ねて寛政暦を完成し，寛政十年（1798）にこれが実施に移された。

これによると「明け六ッ」，「暮れ六ッ」の時刻が，二十四節気ごとにかなり詳しく（現代流にみると10分ぐらいの単位で）具体的に記してある。これらの数値は貞享暦方式の計算によるものとは相違していて，どういう根拠によったものかが問題となった。そこで明治以後に西洋数学を消化した学者たちが分析した結果，これは京都での春分と秋分の日の日出・日入の前後二刻半における太陽の位置を，球面三角法を使って計算したものであること，さらにこれらは太陽の中心の伏角が7°21′40″になる時刻であることが判明した。すなわち太陽の伏角によって決められたものであり，従来の漠然とした「夜明け」，「日暮れ」の時刻よりも，ずっと科学的になっていたわけになる。

高橋至時や間重富が，この時代に球面三角法による計算を実施したことは，少しも不思議ではない。かれらは崇禎暦書（96巻，羅雅谷，明，崇禎年間），暦算全書（24巻，梅文鼎，1723），暦象考成上下編（26巻，同表13巻，耶蘇会士，1723），暦象考成後編（10巻，耶蘇会士，1742）その他，中国在留のヨーロッパ宣教師やその弟子が書いた西洋暦学書を消化して，日本の暦学に新しい道を開いた。これらの書物には弧三角形（球面三角法）の説明がその入門として書いてあって，これが理解できなければその先へ進めないものであった。

この「明け六ッ」「暮れ六ッ」の時刻はそののちの天保暦（1842）にも引継がれ，これは明治5年の太陽暦，24時間制採用前まで続いた。したがってこの計算による時刻は，江戸時代のものとしては最も科学的

であり，江戸後期から明治初年にかけての75年間にわたって用いられていた江戸時代における代表的なものである。

2) 実例　寛政暦方式（六ッ基準）の時刻を図2に記入してみると，日出・日入基準との相違の大勢がわかる。両者の変化は同じような曲線として表われるが，それでも時刻と季節とによってその差が違ってくる。特に夏至を中心としての「明け」「暮れ」の時刻差が大きいことが目だつ。これに加えて薄明の継続時間も夏至が最大となり，春分・秋分が最小となる。

次に日本の北東部から南西部へかけての数地点において，それぞれの六ッ基準の時刻（平均太陽時である中央標準時に換算）が，どんなものになるかを計算した表（表1～5）を掲げる。このうちの根室は城下町ではないが，忠敬はこの近くまで行ったので，日本の北東端の代表地点としてこれも含めた。本来ならばこれらの表中の月日は，時刻の区切りになった二十四節気だけで，ことが足りるわけである。しかしここでは一年の時刻の推移も併せて概観するためと，理科年表掲載の「各地の日出入」時刻をできるだけ利用するために，10日ごとを原則とした。もっともこれに節気日を加えたり，節気日と取りかえたりしたものがあるので，月日の間隔に統一性を欠くようになったことは許してもらいたい。

各表およびそれぞれの比較から見出せる特色にはいろいろあるが，ここでは特に目につく点だけを述べる。まず根室の夏至前後では，午前3時前に「明け六ッ」になる。これはいかにも不自然である。現代の根室の人々は中央標準時で暮しているので，こういう不自然がおこる。過去には根室の人々はここの地方時で生活をしていたのであり，そのときの「明け六ッ」は，感覚的にはやはり早朝らしかったに違いない。すなわち根室に限らず，どこの人もそれぞれの地点の時刻にふさわしい，同じような時刻感覚で生活を営んでいたのである。このことをいつも考慮に入れながら，この表を読み，比較してもらいたい。

ところで根室ではこんなに早く「明け六ッ」になるのに，江戸では3.8時，鹿児島では4.6時となって，緯度差の影響が表われてくる。これに対して「暮れ六ッ」の方は，根室と鹿児島とを比べてもそんなに変わらない。だから日本の高緯度地方と低緯度地方とでは昼間の時間差が大きくなり，高緯度地方では昼間が長い期間が長期にわたる。特に5，6，7，8月には昼間が著しく長い（各表の「昼間一時の概略時間」の項参照）。この反対に，冬至を中心とする冬の期間は，「明け六ッ」の時刻には北と南であまり差がないのに，「暮れ六ッ」の方はその時刻の相違が大きくなる。その結果，高緯度地方の夜間が長くなり，その期間も北方ほど長い（各表の「夜間一時の概略時間」の項参照）。もう1つ気がつくことは，どの地点でも春分と秋分の日には昼夜平分にならないことである。昼夜平分の日は，一般に春分よりは1ケ月内外も早く，秋分よりは1ケ月内外もおそく出現し，その月日は緯度の相違によって同一とは限らない。

上の傾向の原因は，日本の日出および日入等時刻線を描いてみればいっそう明らかになる。すなわち夏至を中心とする期間には，日出等時刻線は NW-SE の方向をとるのに対し，日入等時刻線は NE-SW の方向になる。これに対して冬至を中心とする冬の期間には，前者は NE-SW，後者は NW-SE の方向に走る。そしてこの両者がだいたい N-S の方向をとるのは，3月初・中旬と10月末から初旬あたりである。

3) 換算法　この問題に正面から理論的に取組むと，複雑でやっかいな説明と計算が必要となる。そこでここでは最初にこの大綱だけを述べる。

まず，φ····求める地点の緯度，δ····求める日時の太陽の視赤緯，h····求める日時の太陽の視高度，t····求める日時の太陽の視時角とすると，球面三角公式により

$$\cos(90°-h)=\cos(90°-\varphi)\cos(90°-\delta)+\sin(90°-\varphi)\sin(90°-\delta)\cos t$$

これから $\sin h=\sin\varphi\sin\delta+\cos\varphi\cos\delta\cos t$····(1)

明け六ッ，暮れ六ッに対しては，$h=-7°21'40''$，$\sin h=-0.12812$，

そこで明け六ッ，暮れ六ッの時の時角は，(1) から

$$\cos t=-0.12812-\sin\varphi\sin\delta/\cos\varphi\cos\delta \cdots\cdots(2)$$

これから求めることができる。

諸地点の六ツ基準不定時法時刻（中央標準時換算）表

表 1　根室（145°35′E．43°20′N．）

節気	月 日（太陽暦）	六ッ	五ッ	四ッ	九ッ	八ッ	七ッ	**六ッ**	**五ッ**	**四ッ**	**九ッ**	**八ッ**	**七ッ**	昼間一時（いっとき）の概略時間	夜間一時（いっとき）の概略時間
		時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時間	時間
	I. 1	6.2	7 9	9.6	11.3	13.1	14.8	16.6	18.8	21.1	23.3	1.6	3.9	1.73	2.27
小寒	6	6.2	7 9	9.6	11.4	13.1	14.9	16.6	18.9	21.1	23.4	1.6	3.9	1.74	2.26
	11	6.2	7 9	9.7	11.4	13.2	15.0	16.7	19.0	21.2	23.4	1.7	3.9	1.76	2.24
大寒	21	6.1	7 9	9.7	11.5	13.3	15.1	16.9	19.1	21.3	23.5	1.7	3.9	1.80	2.20
	31	6.0	7 8	9.7	11.5	13.4	15.3	17.1	19.3	21.4	23.5	1.7	3.8	1.86	2.14
立春	II. 4	5.9	7 8	9 6	11.5	13.4	15.3	17.2	19.3	21.4	23.5	6	3.8	1.88	2.12
	10	5.8	7 7	9 6	11.5	13.5	15.4	17.3	19.4	21.5	23.5	6	3 7	1.92	2.08
雨水	19	5.6	7 6	9 5	11.5	13.5	15.5	17.5	19.5	21.5	23.5	.5	3 6	1.98	2.02
	25	5 4	7 5	9 5	11.5	13.6	15.6	17.6	19.6	21.6	23.5	.5	3.5	2.03	1.97
	III. 2	5 3	7 4	9 4	11.5	13.6	15.6	17.7	19.6	21.6	23.5	.4	3.4	2.07	1.93
啓蟄	6	5 2	7 3	9 4	11.5	13.6	15.7	17.8	19.7	21.6	23.5	1.4	3.3	2.10	1.90
	12	5 0	7 2	9 3	11.5	13.6	15.8	17.9	19.8	21.6	23.5	3	3.2	2.15	1.85
春分	21	4 8	7 0	9 2	11.4	13.7	15.9	18.1	19.9	21.7	23.4	.2	3.0	2.23	1.77
	IV. 1	4 4	6 7	9 1	11.4	13.7	16.0	18.3	20.0	21.7	23.4	1	2.7	2.32	1.68
清明	5	4 3	6 6	9 0	11.3	13.7	16.0	18.4	20.0	21.7	23.3	0	2.6	2.35	1.65
	11	4 1	6.5	8 9	11.3	13.7	16.1	18.5	20.1	21.7	23.3	0.9	2.5	2.40	1.60
穀雨	21	3 8	6 3	8 8	11.3	13.8	16.3	18.8	20.3	21.8	23.3	0.8	2.3	2.49	1.51
	V. 1	3 6	6 1	8 7	11.3	13.8	16.4	19.0	20.4	21.8	23.3	0.7	2.	2.57	1.43
立夏	6	3 4	6.0	8 6	11.3	13.9	16.5	19.1	20.5	21.9	23.3	0 6	2.0	2.61	1.39
	11	3 3	6 0	8 6	11.2	13.9	16.5	19.2	20.5	21.9	23.2	0.6	2.0	2.64	1.36
小満	22	3 1	5.8	8.5	11.2	14.0	16.7	19.4	20.7	22.0	23.2	0.5	1 8	2.72	1.28
	31	3 0	5 7	8.5	11.3	14.1	16.8	19 6	20.8	22.1	23.3	0.5	1.7	2.77	1.23
芒種	VI. 6	2 9	5 7	8.5	11.3	14.1	16.9	19 6	20.9	22.1	23.3	0.5	1.7	2.79	1.21
	10	2 9	5 7	8.5	11.3	14.1	16.9	19 7	20.9	22.1	23.3	0.5	1.7	2.80	1.20
夏至	22	2 9	5 7	8.5	11.3	14.2	17 0	19 8	21.0	22.2	23.3	0.5	1.7	2.82	1.18
	30	2.9	5.7	8.6	11.4	14.2	17 0	19 8	21.0	22.2	23.4	0.6	1.7	2.81	1.19
小暑	VII. 8	3.0	5.8	8.6	11.4	14.2	17 0	9 8	21.0	22.2	23.4	0.6	1.8	2.79	1.21
	20	3.2	5.9	8.7	11.4	14.1	16 8	9 6	20.8	22.1	23.4	0.7	1.9	2.73	1.27
大暑	23	3.3	6.0	8.7	11.4	14.1	16 9	19 5	20.9	22.1	23.4	0.7	2.0	2.72	1.28
	30	3 4	6.	8.7	11.4	14.1	16.7	9 4	20.7	22.1	23.4	0.7	2.1	2.67	1.33
立秋	VIII. 8	3.6	6.2	8.8	11.4	14.0	16.6	19 2	20.6	22.0	23.4	0.8	2.2	2.61	1.39
	19	3.8	6.3	8.8	11.4	13.9	16.4	18.9	20.4	21.9	23.4	0.8	2.3	2.52	1.48
処暑	24	3.9	6.4	8.9	11.3	13.8	16.3	18.8	20.3	21.8	23.3	0.9	2.4	2.48	1.52
	29	4.0	6.4	8.9	11.3	13.8	16.2	18.6	20.2	21.8	23.3	0.9	2.4	2.44	1.56
白露	IX. 8	4.2	6 6	8.9	11.3	13.6	16.0	18.3	20.0	21.6	23.3	0.9	2.6	2.35	1.65
	18	4 4	6 7	8.9	11.2	13.5	15.7	18.0	19.7	21.5	23.2	0 9	2.7	2.27	1.73
秋分	24	4 5	6 7	8.9	11.2	13.4	15.6	17.8	19.6	21.4	23.2	0 9	2.7	2.23	1.77
	28	4 6	6 8	9.0	11.2	13.3	15.5	17.7	19.5	21.3	23.2	0	2.8	2.19	1.81
寒露	X. 9	4 8	6 9	9 0	11.1	13.2	15.3	17.4	19.3	21.2	23.1	0	2.9	2.10	1.90
	18	5 0	7 0	9 0	11.1	13.1	15.1	17.1	19.1	21.1	23.1	1 0	3.0	2.03	1.97
霜降	24	5 1	7 1	9 0	11.0	13.0	15.0	17.0	19.0	21.0	23.0	0	3 1	1.98	2.02
	28	5 2	7 1	9 1	11.0	13.0	15.0	16.9	19.0	21.0	23.0	1 1	3 1	1.96	2.04
立冬	XI. 8	5 4	7 3	9 1	11.0	12.9	14.8	16.7	18.8	20.9	23.0	1	3 3	1.88	2.12
	17	5 6	7 4	9 2	11.1	12.9	14.7	16.5	18.7	20.9	23.1	2	3.4	1.83	2.17
小雪	23	5 7	7.5	9 3	11.1	12.9	14.7	16.5	18.7	20.9	23	.3	3.5	1.80	2.20
	27	5 8	7.5	9 3	11.1	12.9	14.7	16.4	18.7	20.9	23 1	.3	3.5	1.78	2.22
大雪	XII. 8	5 9	7 7	9.4	11.2	12.9	14.6	16.4	18.6	20.9	23 2	.4	3 7	1.74	2.26
	17	6 1	7.8	9.5	11.2	13.0	14.7	16.4	18.7	21.0	23 2	5	3 8	1.73	2.27
冬至	22	6 1	7.8	9.5	11.3	13.0	14.7	16.4	18.7	21.0	23.3	.5	3 8	1.72	2.28
	28	6 1	7 9	9.6	11.3	13.1	14.8	16.5	18.8	21.1	23.3	6	3.9	1.73	2.27

注 1．時刻名称の細字は昼間，太字は夜間，

2．たとえば6.2時は6時12分，13.5時は13時30分，1.1時は1時6分と読むこと（誤差の最大は±3分）．

3．節気の日は，年によつて少し「ずれる」ことがある．

4．昼間および夜間一時（いっとき）の時間の小数点以下2位の数字は，参考程度のものとみること．

（上記の注は，以下のすべての時刻表に共通である）

表 2 青森（弘前城下の代り）(140°44′E. 40°49′N.)

節気	月 日（太陽暦）	六ッ	五ッ	四ッ	九ッ	八ッ	七ッ	**六ッ**	**五ッ**	**四ッ**	**九ッ**	**八ッ**	**七ッ**	昼間一時（いっとき）の概略時間	夜間一時（いっとき）の概略時間
		時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時間	時間
	I. 1	6.4	8.2	9.9	11.7	13.5	15.2	17.0	19.2	21.5	23.7	1.9	4.2	1.77	2.23
小寒	6	6.4	8.2	9.9	11.7	13.5	15.3	17.0	19.3	21.5	23.7	1.9	4.2	1.78	2.22
	11	6.4	8.2	10.0	11.8	13.5	15.3	17.1	19.3	21.5	23.8	2.0	4.2	1.79	2.21
大寒	21	6.3	8.2	10.0	11.8	13.6	15.5	17.3	19.5	21.6	23.8	2.0	4.2	1.83	2.17
	31	6.2	8.1	10.0	11.8	13.7	15.6	17.5	19.6	21.7	23.8	2.0	4.1	1.87	2.13
立春	II. 4	6.2	8.1	10.0	11.9	13.8	15.7	17.6	19.7	21.8	23.9	2.0	4.1	1.90	2.10
	10	6.1	8.0	9.9	11.9	13.8	15.8	17.7	19.8	21.8	23.9	1.9	4.0	1.94	2.06
雨水	19	5.9	7.9	9.9	11.9	13.9	15.9	17.8	19.9	21.9	23.9	1.9	3.9	2.00	2.00
	25	5.7	7.8	9.8	11.9	13.9	15.9	18.0	19.9	21.9	23.9	1.8	3.8	2.04	1.96
	III. 2	5.6	7.7	9.8	11.8	13.9	16.0	18.1	20.0	21.9	23.8	1.8	3.7	2.07	1.93
啓蟄	6	5.5	7.6	9.7	11.8	13.9	16.0	18.1	20.0	21.9	23.8	1.7	3.6	2.10	1.90
	12	5.4	7.5	9.7	11.8	14.0	16.1	18.2	20.1	22.0	23.8	1.7	3.5	2.15	1.85
春分	21	5.1	7.3	9.5	11.8	14.0	16.2	18.4	20.2	22.0	23.8	1.5	3.3	2.22	1.78
	IV. 1	4.8	7.1	9.4	11.7	14.0	16.3	18.6	20.3	22.0	23.7	1.4	3.1	2.30	1.70
清明	5	4.7	7.0	9.3	11.7	14.0	16.3	18.7	20.3	22.0	23.7	1.3	3.0	2.33	1.67
	11	4.5	6.9	9.3	11.7	14.0	16.4	18.8	20.4	22.0	23.7	1.3	2.9	2.38	1.62
穀雨	21	4.2	6.7	9.1	11.6	14.0	16.5	19.0	20.5	22.0	23.6	1.1	2.7	2.45	1.55
	V. 1	4.0	6.5	9.0	11.6	14.1	16.6	19.2	20.6	22.1	23.6	1.0	2.5	2.53	1.47
立夏	6	3.9	6.5	9.0	11.6	14.2	16.7	19.3	20.7	22.2	23.6	1.0	2.5	2.57	1.43
	11	3.8	6.4	9.0	11.6	14.2	16.8	19.4	20.8	22.2	23.6	1.0	2.4	2.60	1.40
小満	22	3.6	6.2	8.9	11.6	14.2	16.9	19.6	20.9	22.2	23.6	0.9	2.2	2.67	1.33
	31	3.5	6.2	8.9	11.6	14.3	17.0	19.7	21.0	22.3	23.6	0.9	2.2	2.71	1.29
芒種	VI. 6	3.4	6.1	8.9	11.6	14.3	17.1	19.8	21.1	22.3	23.6	0.9	2.1	2.73	1.27
	10	3.4	6.1	8.9	11.6	14.3	17.1	19.8	21.1	22.3	23.6	0.9	2.1	2.74	1.26
夏至	22	3.4	6.1	8.9	11.7	14.4	17.2	19.9	21.2	22.4	23.7	0.9	2.1	2.76	1.24
	30	3.4	6.2	8.9	11.7	14.4	17.2	19.9	21.2	22.4	23.7	0.9	2.2	2.75	1.25
小暑	VII. 8	3.5	6.2	9.0	11.7	14.4	17.2	19.9	21.2	22.4	23.7	1.0	2.2	2.73	1.27
	20	3.7	6.4	9.0	11.7	14.4	17.1	19.8	21.1	22.4	23.7	1.0	2.4	2.68	1.32
大暑	23	3.7	6.4	9.1	11.7	14.4	17.0	19.7	21.0	22.4	23.7	1.1	2.4	2.66	1.34
	30	3.9	6.5	9.1	11.7	14.3	17.0	19.6	21.0	22.3	23.7	1.1	2.5	2.62	1.38
立秋	VIII. 8	4.0	6.6	9.1	11.7	14.3	16.8	19.4	20.8	22.3	23.7	1.1	2.6	2.56	1.44
	19	4.2	6.7	9.2	11.7	14.2	16.7	19.1	20.7	22.2	23.7	1.2	2.7	2.49	1.51
処暑	24	4.3	6.8	9.2	11.7	14.1	16.6	19.0	20.6	22.1	23.7	1.2	2.8	2.45	1.55
	29	4.4	6.8	9.2	11.6	14.0	16.5	18.9	20.5	22.0	23.6	1.2	2.8	2.41	1.59
白露	IX. 8	4.6	6.9	9.2	11.6	13.9	16.2	18.6	20.2	21.9	23.6	1.2	2.9	2.33	1.67
	18	4.8	7.0	9.3	11.5	13.8	16.1	18.3	20.1	21.8	23.5	1.3	3.0	2.26	1.74
秋分	24	4.9	7.1	9.3	11.5	13.7	16.0	18.1	20.0	21.7	23.5	1.3	3.1	2.22	1.78
	28	4.9	7.1	9.3	11.5	13.6	16.8	18.0	19.8	21.6	23.5	1.3	3.1	2.18	1.82
寒露	X. 9	5.1	7.2	9.3	11.4	13.5	15.6	17.7	19.6	21.5	23.4	1.3	3.2	2.10	1.90
	18	5.3	7.3	9.4	11.4	13.4	15.5	17.5	19.5	21.4	23.4	1.4	3.3	2.04	1.96
霜降	24	5.4	7.4	9.4	11.4	13.3	15.3	17.4	19.3	21.2	23.4	1.4	3.4	1.99	2.01
	28	5.4	7.4	9.4	11.3	13.3	15.3	17.3	19.3	21.3	23.3	1.4	3.4	1.97	2.03
立冬	XI. 8	5.6	7.5	9.4	11.3	13.2	15.1	17.1	19.1	21.2	23.3	1.4	3.5	1.90	2.10
	17	5.8	7.7	9.5	11.4	13.2	15.1	16.9	19.1	21.2	23.4	1.5	3.7	1.85	2.15
小雪	23	5.9	7.7	9.6	11.4	13.2	15.0	16.9	19.0	21.2	23.4	1.6	3.7	1.82	2.18
	27	6.0	7.8	9.6	11.4	13.2	15.0	16.8	19.0	21.2	23.4	1.6	3.8	1.81	2.19
大雪	XII. 8	6.2	7.9	9.7	11.5	13.2	15.0	16.8	19.0	21.2	23.5	1.7	3.9	1.77	2.23
	17	6.3	8.0	9.8	11.6	13.3	15.1	16.8	19.1	21.3	23.6	1.8	4.0	1.76	2.24
冬至	22	6.3	8.1	9.8	11.6	13.4	15.1	16.9	19.1	21.4	23.6	1.8	4.1	1.76	2.24
	28	6.4	8.1	9.9	11.6	13.4	15.2	16.9	19.2	21.4	23.6	1.9	4.1	1.76	2.24

表 3　東京（江戸）（139°45′E．35°39′N．）

節気	月　日（太陽暦）	六ツ	五ツ	四ツ	九ツ	八ツ	七ツ	六ツ	五ツ	四ツ	九ツ	八ツ	七ツ	昼間一時（いっとき）の概略時間	夜間一時（いっとき）の概略時間
		時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時間	時間
	I. 1	6.3	8.1	9.9	11.7	13.6	15.4	17.2	19.4	21.6	23.7	1.9	4.1	1.83	2.17
小寒	6	6.3	8.1	9.9	11.8	13.6	15.5	17.3	19.5	21.6	23.8	1.9	4.1	1.84	2.16
	11	6.3	8.1	10.0	11.8	13.7	15.5	17.4	19.5	21.7	23.8	2.0	4.1	1.85	2.15
大寒	21	6.2	8.1	10.0	11.9	13.8	15.6	17.5	19.6	21.8	23.9	2.0	4.1	1.88	2.12
	31	6.2	8.1	10.0	11.9	13.8	15.8	17.7	19.8	21.8	23.9	2.0	4.1	1.92	2.08
立春	II. 4	6.1	8.0	10.0	11.9	13.9	15.8	17.7	19.8	21.9	23.9	2.0	4.0	1.94	2.06
	10	6.0	8.0	10.0	11.9	13.9	15.9	17.8	19.9	21.9	23.9	2.0	4.0	1.97	2.03
雨水	19	5.9	7.9	9.9	11.9	14.0	16.0	18.0	20.0	22.0	23.9	1.9	3.9	2.02	1.98
	25	5.8	7.8	9.9	11.9	14.0	16.0	18.1	20.0	22.0	23.9	1.9	3.8	2.05	1.95
	III. 2	5.7	7.7	9.8	11.9	14.0	16.1	18.1	20.1	22.0	23.9	1.8	3.7	2.08	1.92
啓蟄	6	5.6	7.7	9.8	11.9	14.0	16.1	18.2	20.1	22.0	23.9	1.8	3.7	2.11	1.89
	12	5.4	7.6	9.7	11.9	14.0	16.1	18.3	20.1	22.0	23.9	1.7	3.6	2.14	1.86
春分	21	5.2	7.4	9.6	11.8	14.0	16.2	18.4	20.2	22.0	23.8	1.6	3.4	2.20	1.80
	IV. 1	5.0	7.2	9.5	11.8	14.0	16.3	18.6	20.3	22.0	23.8	1.5	3.2	2.27	1.73
清明	5	4.8	7.1	9.4	11.7	14.0	16.3	18.6	20.3	22.0	23.7	1.4	3.1	2.30	1.70
	11	4.7	7.0	9.4	11.7	14.1	16.4	18.7	20.4	22.1	23.7	1.4	3.0	2.34	1.66
穀雨	21	4.5	6.9	9.3	11.7	14.1	16.5	18.9	20.5	22.1	23.7	1.3	2.9	2.40	1.60
	V. 1	4.3	6.7	9.2	11.7	14.1	16.6	19.0	20.6	22.1	23.7	1.2	2.7	2.46	1.54
立夏	6	4.2	6.7	9.2	11.6	14.1	16.6	19.1	20.6	22.1	23.6	1.2	2.7	2.49	1.51
	11	4.1	6.6	9.1	11.6	14.2	16.7	19.2	20.7	22.2	23.6	1.1	2.6	2.52	1.48
小満	22	3.9	6.5	9.1	11.6	14.2	16.8	19.3	20.8	22.2	23.6	1.1	2.5	2.57	1.43
	31	3.8	6.4	9.1	11.7	14.3	16.9	19.5	20.9	22.3	23.7	1.1	2.4	2.61	1.39
芒種	VI. 6	3.8	6.4	9.0	11.7	14.3	16.9	19.5	20.9	22.3	23.7	1.0	2.4	2.62	1.38
	10	3.8	6.4	9.0	11.7	14.3	16.9	19.6	20.9	22.3	23.7	1.0	2.4	2.63	1.37
夏至	22	3.8	6.4	9.1	11.7	14.4	17.0	19.6	21.0	22.4	23.7	1.1	2.4	2.64	1.36
	30	3.8	6.5	9.1	11.8	14.4	17.0	19.7	21.0	22.4	23.8	1.1	2.5	2.64	1.36
小暑	VII. 8	3.9	6.5	9.1	11.8	14.4	17.0	19.6	21.0	22.4	23.8	1.1	2.5	2.62	1.38
	20	4.0	6.6	9.2	11.8	14.4	16.9	19.5	20.9	22.4	23.8	1.2	2.6	2.58	1.42
大暑	23	4.1	6.7	9.2	11.8	14.4	16.9	19.5	20.9	22.4	23.8	1.2	2.7	2.57	1.43
	30	4.2	6.7	9.3	11.8	14.3	16.9	19.4	20.9	22.3	23.8	1.3	2.7	2.54	1.46
立秋	VIII. 8	4.3	6.8	9.3	11.8	14.3	16.8	19.2	20.8	22.3	23.8	1.3	2.8	2.49	1.51
	19	4.5	6.9	9.3	11.8	14.2	16.6	19.0	20.6	22.2	23.8	1.3	2.9	2.43	1.57
処暑	24	4.5	6.9	9.3	11.7	14.1	16.5	18.9	20.5	22.1	23.7	1.3	2.9	2.39	1.61
	29	4.6	7.0	9.3	11.7	14.1	16.4	18.8	20.4	22.1	23.7	1.3	3.0	2.36	1.64
白露	IX. 8	4.8	7.1	9.4	11.7	14.0	16.3	18.5	20.3	22.0	23.7	1.4	3.1	2.30	1.70
	18	4.9	7.1	9.4	11.6	13.8	16.1	18.3	20.1	21.8	23.6	1.4	3.1	2.24	1.76
秋分	24	5.0	7.2	9.4	11.6	13.8	16.0	18.1	20.0	21.8	23.6	1.4	3.2	2.20	1.80
	28	5.0	7.2	9.4	11.5	13.7	15.9	18.1	19.9	21.7	23.5	1.4	3.2	2.18	1.82
寒露	X. 9	5.2	7.3	9.4	11.5	13.6	15.7	17.8	19.7	21.6	23.5	1.4	3.3	2.10	1.90
	18	5.3	7.3	9.4	11.4	13.5	15.5	17.6	19.5	21.5	23.4	1.4	3.3	2.05	1.95
霜降	24	5.4	7.4	9.4	11.4	13.4	15.5	17.5	19.5	21.4	23.4	1.4	3.4	2.02	1.98
	28	5.4	7.4	9.4	11.4	13.4	15.4	17.4	19.4	21.4	23.4	1.4	3.4	2.00	2.00
立冬	XI. 8	5.6	7.5	9.5	11.4	13.4	15.3	17.2	19.3	21.4	23.4	1.5	3.5	1.94	2.06
	17	5.7	7.6	9.5	11.4	13.3	15.2	17.1	19.2	21.3	23.4	1.5	3.6	1.90	2.10
小雪	23	5.8	7.7	9.6	11.5	13.3	15.2	17.1	19.2	21.3	23.5	1.6	3.7	1.88	2.12
	27	5.9	7.8	9.6	11.5	13.3	15.2	17.1	19.2	21.3	23.5	1.6	3.8	1.87	2.13
大雪	XII. 8	6.0	7.9	9.7	11.6	13.4	15.2	17.1	19.2	21.4	23.6	1.7	3.9	1.84	2.16
	17	6.1	8.0	9.8	11.6	13.4	15.3	17.1	19.3	21.4	23.6	1.8	4.0	1.83	2.17
冬至	22	6.2	8.0	9.8	11.6	13.5	15.3	17.1	19.3	21.5	23.6	1.8	4.0	1.82	2.18
	28	6.2	8.1	9.9	11.7	13.6	15.4	17.2	19.4	21.6	23.7	1.9	4.1	1.83	2.17

表 4　広島（132°27′E．34°23′N.）

節気	月　日（太陽暦）	六ッ	五ッ	四ッ	九ッ	八ッ	七ッ	六ッ	五ッ	四ッ	九ッ	八ッ	七ッ	昼間一時（いっとき）の概略時間	夜間一時（いっとき）の概略時間
		時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時間	時間
	I. 1	6.7	8.5	10.4	12.2	14.0	15.9	17.8	19.9	22.0	0.2	2.4	4.5	1.84	2.16
小寒	6	6.7	8.6	10.4	12.3	14.1	16.0	17.8	20.0	22.1	0.3	2.4	4.6	1.85	2.15
	11	6.7	8.6	10.4	12.3	14.1	16.0	17.9	20.0	22.1	0.3	2.4	4.6	1.86	2.14
大寒	21	6.7	8.6	10.5	12.4	14.2	16.1	18.0	20.1	22.2	0.4	2.5	4.6	1.89	2.11
	31	6.6	8.5	10.4	12.4	14.3	16.2	18.2	20.2	22.3	0.4	2.4	4.5	1.93	2.07
立春	II. 4	6.5	8.5	10.4	12.4	14.3	16.3	18.3	20.3	22.3	0.4	2.4	4.5	1.95	2.05
	10	6.5	8.5	10.4	12.4	14.4	16.4	18.3	20.4	22.4	0.4	2.4	4.5	1.98	2.02
雨水	19	6.3	8.4	10.4	12.4	14.4	16.4	18.5	20.4	22.4	0.4	2.4	4.4	2.02	1.98
	25	6.2	8.3	10.3	12.4	14.5	16.5	18.6	20.5	22.5	0.4	2.3	4.3	2.06	1.94
	III. 2	6.1	8.2	10.3	12.4	14.5	16.6	18.6	20.6	22.5	0.4	2.3	4.2	2.09	1.91
啓蟄	6	6.0	8.1	10.3	12.4	14.5	16.6	18.7	20.6	22.5	0.4	2.3	4.1	2.11	1.89
	12	5.9	8.0	10.2	12.3	14.5	16.6	18.7	20.6	22.5	0.3	2.2	4.0	2.14	1.86
春分	21	5.7	7.9	10.1	12.3	14.5	16.7	18.9	20.7	22.5	0.3	2.1	3.9	2.20	1.80
	IV. 1	5.4	7.7	10.0	12.2	14.5	16.7	19.0	20.7	22.5	0.2	2.0	3.7	2.26	1.74
清明	5	5.3	7.6	9.9	12.2	14.5	16.8	19.1	20.8	22.5	0.2	1.9	3.6	2.29	1.71
	11	5.2	7.5	9.9	12.2	14.5	16.9	19.2	20.9	22.5	0.2	1.9	3.5	2.33	1.67
穀雨	21	5.0	7.4	9.8	12.2	14.5	16.9	19.3	20.9	22.5	0.2	1.8	3.4	2.39	1.61
	V. 1	4.8	7.2	9.7	12.1	14.6	17.0	19.5	21.0	22.6	0.1	1.7	3.2	2.44	1.56
立夏	6	4.7	7.2	9.6	12.1	14.6	17.1	19.5	21.1	22.6	0.1	1.6	3.2	2.48	1.52
	11	4.6	7.1	9.6	12.1	14.6	17.1	19.6	21.1	22.6	0.1	1.6	3.1	2.50	1.50
小満	22	4.5	7.0	9.6	12.1	14.6	17.2	19.7	21.2	22.6	0.1	1.6	3.0	2.54	1.46
	31	4.4	7.0	9.5	12.1	14.7	17.3	19.9	21.3	22.7	0.1	1.5	3.0	2.58	1.42
芒種	VI. 6	4.3	6.9	9.5	12.1	14.7	17.3	19.9	21.3	22.7	0.1	1.5	2.9	2.60	1.40
	10	4.3	6.9	9.6	12.2	14.8	17.4	20.0	21.4	22.8	0.2	1.6	2.9	2.61	1.39
夏至	22	4.3	7.0	9.6	12.2	14.8	17.4	20.0	21.4	22.8	0.2	1.6	3.0	2.62	1.38
	30	4.4	7.0	9.6	12.2	14.8	17.4	20.1	21.4	22.8	0.2	1.6	3.0	2.61	1.39
小暑	VII. 8	4.5	7.1	9.7	12.3	14.9	17.5	20.0	21.5	22.9	0.3	1.7	3.1	2.60	1.40
	20	4.6	7.1	9.7	12.3	14.8	17.4	19.9	21.4	22.8	0.3	1.7	3.1	2.56	1.44
大暑	23	4.6	7.2	9.7	12.3	14.8	17.4	19.9	21.4	22.8	0.3	1.7	3.2	2.55	1.45
	30	4.7	7.2	9.8	12.3	14.8	17.3	19.8	21.3	22.8	0.3	1.8	3.2	2.52	1.48
立秋	VIII. 8	4.8	7.3	9.8	12.2	14.7	17.2	19.7	21.2	22.7	0.2	1.8	3.3	2.47	1.53
	19	5.0	7.4	9.8	12.2	14.6	17.0	19.4	21.0	22.6	0.2	1.8	3.4	2.41	1.59
処暑	24	5.1	7.4	9.8	12.2	14.6	17.0	19.3	21.0	22.6	0.2	1.8	3.4	2.38	1.62
	29	5.1	7.5	9.8	12.2	14.5	16.9	19.2	20.9	22.5	0.2	1.8	3.5	2.35	1.65
白露	IX. 8	5.3	7.5	9.8	12.1	14.4	16.7	19.0	20.7	22.4	0.1	1.8	3.5	2.29	1.71
	18	5.4	7.6	9.8	12.1	14.3	16.5	18.8	20.5	22.3	0.1	1.8	3.6	2.23	1.77
秋分	24	5.4	7.6	9.8	12.0	14.2	16.4	18.6	20.4	22.2	0.0	1.8	3.6	2.20	1.80
	28	5.5	7.7	9.8	12.0	14.2	16.4	18.5	20.4	22.2	0.0	1.8	3.7	2.17	1.83
寒露	X. 9	5.6	7.7	9.9	12.0	14.1	16.2	18.3	20.2	22.1	0.0	1.9	3.7	2.11	1.89
	18	5.7	7.8	9.9	11.9	14.0	16.0	18.1	20.0	22.0	23.9	1.9	3.8	2.06	1.94
霜降	24	5.8	7.9	9.9	11.9	13.9	16.0	18.0	20.0	21.9	23.9	1.9	3.9	2.03	1.97
	28	5.9	7.9	9.9	11.9	13.9	15.9	17.9	19.9	21.9	23.9	1.9	3.9	2.00	2.00
立冬	XI. 8	6.0	8.0	9.9	11.9	13.8	15.8	17.7	19.8	21.8	23.9	1.9	4.0	1.95	2.05
	17	6.2	8.1	10.0	11.9	13.8	15.7	17.6	19.7	21.8	23.9	2.0	4.1	1.91	2.09
小雪	23	6.3	8.2	10.0	11.9	13.8	15.7	17.6	19.7	21.8	23.9	2.0	4.2	1.89	2.11
	27	6.3	8.2	10.1	12.0	13.8	15.7	17.6	19.7	21.8	0.0	2.1	4.2	1.88	2.12
大雪	XII. 8	6.5	8.3	10.2	12.0	13.9	15.7	17.6	19.7	21.9	0.0	2.2	4.3	1.85	2.15
	17	6.6	8.4	10.3	12.1	13.9	15.8	17.6	19.8	21.9	0.1	2.3	4.4	1.84	2.16
冬至	22	6.6	8.5	10.3	12.1	14.0	15.8	17.7	19.8	22.0	0.1	2.3	4.5	1.84	2.16
	28	6.7	8.5	10.4	12.2	14.0	15.9	17.7	19.9	22.0	0.2	2.4	4.5	1.84	2.16

表 5 鹿児島 (130°33′E. 31°36′N.)

節気	月 日 (太陽暦)	六ッ	五ッ	四ッ	九ッ	八ッ	七ッ	六ッ	五ッ	四ッ	九ッ	八ッ	七ッ	昼間一時(いっとき)の概略時間	夜間一時(いっとき)の概略時間
		時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時	時間	時間
	I. 1	6.7	8.6	10.5	12.4	14.3	16.1	18.0	20.1	22.3	0.4	2.5	4.6	1.88	2.12
小寒	6	6.8	8.6	10.5	12.4	14.3	16.2	18.0	20.2	22.3	0.4	2.5	4.6	1.88	2.12
	11	6.8	8.6	10.5	12.4	14.3	16.2	18.1	20.2	22.3	0.4	2.5	4.6	1.89	2.11
大寒	21	6.7	8.7	10.6	12.5	14.4	16.3	18.2	20.3	22.4	0.5	2.6	4.7	1.92	2.08
	31	6.7	8.6	10.6	12.5	14.5	16.4	18.4	20.4	22.5	0.5	2.6	4.6	1.95	2.05
立春	II. 4	6.6	8.6	10.6	12.5	14.5	16.5	18.4	20.5	22.5	0.5	2.6	4.6	1.97	2.03
	10	6.6	8.5	10.5	12.5	14.5	16.5	18.5	20.5	22.5	0.5	2.5	4.5	1.99	2.01
雨水	19	6.4	8.5	10.5	12.5	14.6	16.6	18.7	20.6	22.6	0.5	2.5	4.5	2.04	1.96
	25	6.3	8.4	10.5	12.5	14.6	16.7	18.7	20.7	22.6	0.5	2.5	4.4	2.07	1.93
	III. 2	6.2	8.3	10.4	12.5	14.6	16.7	18.8	20.7	22.6	0.5	2.4	4.3	2.09	1.91
啓蟄	6	6.2	8.3	10.4	12.5	14.6	16.7	18.8	20.7	22.6	0.5	2.4	4.3	2.11	1.89
	12	6.0	8.2	10.3	12.5	14.6	16.7	18.9	20.7	22.6	0.5	2.3	4.2	2.14	1.86
春分	21	5.9	8.0	10.2	12.4	14.6	16.8	19.0	20.8	22.6	0.4	2.2	4.0	2.19	1.81
	IV. 1	5.6	7.9	10.1	12.4	14.6	16.9	19.1	20.9	22.6	0.4	2.1	3.9	2.25	1.75
清明	5	5.5	7.8	10.1	12.3	14.6	16.9	19.2	20.9	22.6	0.3	2.1	3.8	2.27	1.73
	11	5.4	7.7	10.0	12.3	14.6	17.0	19.3	21.0	22.6	0.3	2.0	3.7	2.31	1.69
穀雨	21	5.2	7.6	9.9	12.3	14.6	17.0	19.4	21.0	22.6	0.3	1.9	3.6	2.36	1.64
	V. 1	5.0	7.4	9.9	12.3	14.7	17.1	19.5	21.1	22.7	0.3	1.9	3.4	2.42	1.58
立夏	6	4.9	7.4	9.8	12.3	14.7	17.1	19.6	21.1	22.7	0.3	1.8	3.4	2.44	1.56
	11	4.9	7.3	9.8	12.2	14.7	17.2	19.6	21.2	22.7	0.2	1.8	3.3	2.46	1.54
小満	22	4.7	7.2	9.7	12.3	14.8	17.3	19.8	21.3	22.8	0.3	1.7	3.2	2.51	1.49
	31	4.7	7.2	9.7	12.3	14.8	17.4	19.9	21.4	22.8	0.3	1.7	3.2	2.54	1.46
芒種	VI. 6	4.6	7.2	9.7	12.3	14.8	17.4	19.9	21.4	22.8	0.3	1.7	3.2	2.55	1.45
	10	4.6	7.2	9.7	12.3	14.9	17.4	20.0	21.4	22.9	0.3	1.7	3.2	2.56	1.44
夏至	22	4.6	7.2	9.8	12.3	14.9	17.5	20.0	21.5	22.9	0.3	1.8	3.2	2.57	1.43
	30	4.7	7.2	9.8	12.4	14.9	17.5	20.0	21.5	22.9	0.4	1.8	3.2	2.56	1.44
小暑	VII. 8	4.7	7.3	9.8	12.4	14.9	17.5	20.0	21.5	22.9	0.4	1.8	3.3	2.55	1.45
	20	4.9	7.4	9.9	12.4	14.9	17.5	20.0	21.5	22.9	0.4	1.9	3.4	2.52	1.48
大暑	23	4.9	7.4	9.9	12.4	14.9	17.4	19.9	21.4	22.9	0.4	1.9	3.4	2.51	1.49
	30	5.0	7.5	9.9	12.4	14.9	17.4	19.8	21.4	22.9	0.4	1.9	3.5	2.48	1.52
立秋	VIII. 8	5.1	7.5	10.0	12.4	14.8	17.3	19.7	21.3	22.8	0.4	2.0	3.5	2.44	1.56
	19	5.2	7.6	10.0	12.4	14.7	17.1	19.5	21.1	22.7	0.4	2.0	3.6	2.38	1.62
処暑	24	5.3	7.6	10.0	12.4	14.7	17.1	19.4	21.1	22.7	0.4	2.0	3.6	2.36	1.64
	29	5.3	7.7	10.0	12.3	14.6	17.0	19.3	21.0	22.6	0.3	2.0	3.7	2.33	1.67
白露	IX. 8	5.4	7.7	10.0	12.3	14.5	16.8	19.1	20.8	22.5	0.3	2.0	3.7	2.27	1.73
	18	5.5	7.8	10.0	12.2	14.4	16.6	18.9	20.6	22.4	0.2	2.0	3.8	2.22	1.78
秋分	24	5.6	7.8	10.0	12.2	14.4	16.6	18.7	20.6	22.4	0.2	2.0	3.8	2.19	1.81
	28	5.6	7.8	10.0	12.1	14.3	16.5	18.6	20.5	22.3	0.1	2.0	3.8	2.17	1.83
寒露	X. 9	5.8	7.9	10.0	12.1	14.2	16.3	18.4	20.3	22.2	0.1	2.0	3.9	2.11	1.89
	18	5.9	7.9	10.0	12.1	14.1	16.2	18.3	20.2	22.1	0.1	2.0	3.9	2.07	1.93
霜降	24	5.9	8.0	10.0	12.1	14.1	16.1	18.2	20.1	22.1	0.1	2.0	4.0	2.04	1.96
	28	6.0	8.0	10.0	12.0	14.0	16.0	18.1	20.0	22.0	0.0	2.0	4.0	2.01	1.99
立冬	XI. 8	6.1	8.1	10.1	12.0	14.0	16.0	17.9	20.0	22.0	0.0	2.1	4.1	1.97	2.03
	17	6.2	8.2	10.1	12.1	14.0	15.9	17.9	19.9	22.0	0.1	2.1	4.2	1.94	2.06
小雪	23	6.3	8.2	10.2	12.1	14.0	15.9	17.8	19.9	22.0	0.1	2.2	4.2	1.92	2.08
	27	6.4	8.3	10.2	12.1	14.0	15.9	17.8	19.9	22.0	0.1	2.2	4.3	1.91	2.09
大雪	XII. 8	6.5	8.4	10.3	12.2	14.0	15.9	17.8	19.9	22.0	0.2	2.3	4.4	1.88	2.12
	17	6.6	8.5	10.4	12.2	14.1	16.0	17.9	20.0	22.1	0.2	2.4	4.5	1.87	2.13
冬至	22	6.7	8.5	10.4	12.3	14.1	16.0	17.9	20.0	22.1	0.3	2.4	4.5	1.87	2.13
	28	6.7	8.6	10.4	12.3	14.2	16.1	17.9	20.1	22.2	0.3	2.4	4.6	1.87	2.13

さらに具体的には理科年表における「各地の日出入」時刻と，各月の視赤緯表，均時差表を使ってその地方平均太陽時を求め，これを基として計算すればよい。しかしここではこれ以上のこまかい操作や説明には立入らないこととする。

実際にこの計算を行なうと，十数回ぐらいで現在の私には根気が尽きてくる。それでは表1～5はどうやって作製したのか。まず理科年表には，東京における「夜明」「日暮」の時刻（中央標準時）が5日ごとに記してある。そこでおもにこれを利用して表3を作った。その他の地点については，幸なことに最近に「日本列島薄明時刻地図」が刊行された[2]。これには日本の夜明線と日暮線とが，10分間隔で3日ごとに地図に記入してある。そこでこれから計測すると，求める日の夜明け，日暮れ時刻（太陽中心の伏角7°21′40″）について，かなり信頼性のある概数が得られる。これをおもな手がかりとして計算したが，それでも時折は正式の計算によって得たものから，諸数値の修正を行ないながら諸表（実際にはこの2倍以上に達する多くの地点のもの）を作製した。それにしても，相当に根気が必要な仕事であった。

それならば，もっと簡単に日本のどの地点についても，こういう時刻表を作る方法はないものか。その正確度をあまり神経質に考えずに，実用に供せられる程度でがまんをすれば方法はある。それは薄明継続時間の利用である。これは一般に夏至で最大に達し，冬至がこれに次ぎ，春分・秋分では最小となる。たとえば試算によると，夏至の夜明と日暮には東京で38分間，根室で45分間，鹿児島で35分間になるのに対し，春分・秋分の夜明と日暮には東京で32分間，根室で36分間，鹿児島で30分間になる。このように薄明継続時間は，緯度により，季節によって変化するが，

日出時刻(日入時刻)－(＋)薄明継続時間＝明け六ッ時刻(暮れ六ッ時刻)

となるから，諸地点での薄明継続時間が一年を通じて得られればよいことになる。さればといってこの正確な時間を知ろうと思えば，やはり球面三角法による計算が主体となって手数がかかる。しかし実用になる程度の数値でよいなら，これまでに作った十数ケ所（表1～5の地点を含む）の時刻表の原薄がものをいう。これには諸数値が，本文に掲げた諸表のものよりも精しく計算してある。これらの数値計算の基本的出発点は，それぞれの地点での日出・日入時刻であったから，これらと「明け六ッ」「暮れ六ッ」との時刻差は直ちに求められる。そこで試みに東京での薄明継続時間をそのまま他地点に適用して，諸月日の明け六ッ，暮六ッの計算を行なってみた結果，次のことがわかった。

a） 最大誤差が±3分内外ですむのは，北は仙台あたり，南は九州中部あたりの緯線に挟まれた地帯である。

b） 最大誤差を±5分内外まで拡大すれば，本州・四国・九州島のほとんど全域がこれに含まれる。

c） 根室まで含ませるためには，±6分以上の誤差を許さなければならない。

d） 日本のほとんど全土の諸地点につき，±3分内外の誤差ですますためには，北部は青森，中部は東京，南部は鹿児島での数値をそれぞれ利用すればよい。

現実的には理科年表から正しい時刻差がだれにでも得られる東京のものを使って，(b）の方針によるのが最も簡易で，明け六ッ，暮れ六ッについてのこの程度の誤差は問題にしなくともよさそうである。これで計算しても，こまかい各時刻には0.1～0.2時（6分～12分）の誤差として表われる程度にすぎない。むしろ表1～5の時刻表を掲げると，江戸時代の時刻に対しても，現代的時刻感覚で受けとられることをおそれる。江戸時代には，一般の人々にとっては10分や15分の時間の違いは問題ではなかった。だから伊能忠敬の測量日記でも，時刻については「六ッ頃」,「六ッ後」とか「七ッ半過ぎ」というような漠然とした表現となっている場合が普通だし，他の人の記述中でも同様である。したがってこれらの時刻に対しては，大まかな見当をつければよいのである。

ただ時刻が出てきた場合には，(イ）それがいつごろのことか（どの暦の通用期間か），(ロ）城下町はどのへんか（緯度・経度），(ハ）季節，月日（太陽暦）はいつごろか，の3点を常に考慮しないと，思わぬ大過を招くおそれが多分にあることに注意してもらいたい。

注 1) ヨーロッパでは，常用薄明の開始や終りについては，太陽の伏角6°，6°5など，航海薄明には12°が用いられてきたが，こういうことは日本には知られていなかった。

2) 福永彦又(1974)：永年実用日本列島薄明時刻地図，株式会社サンライト(熊本県).

付記 1. 本文は地学雑誌には，あまり適当なものとは思わない。しかし「伊能忠敬の科学的業績」の補遺の意味があるので，この書の編集委員の1人であった矢沢大二教授が，本年3月に東京都立大学を定年退官されるのを惜しみながら，この記念に本文をさしあげたいと思う。

2. 本文を書くに際しては，前東京天文台長・現専修大学教授，広瀬秀雄氏から多くの助言をいただいた。ここに明記して感謝の意を表す。

(1977年3月14日受理)

地学雑誌 86, 5 (1977)

蔓脚類の系統の研究 (総説)

山口 寿之*

A Review of Phylogenetic Studies on Cirripedia

Toshiyuki YAMAGUCHI*

Abstract

The phylogeny of Cirripedia has been studied by DARWIN (1851 a, b, 1854 a), BROCH (1922), WITHERS (1928, 1935, 1953) and others. Their discussion on the phylogeny has mainly concentrated upon an order Thoracica which has abundant fossil records. There is a consensus of opinion that three suborders of order Thoracica, Verrucomorpha, Brachylepadomorpha and Balanomorpha, independently derived from the Scalpellidae of suborder Lepadomorpha. In the phylogeny of Lepadomorpha, however, two different opinions have been proposed on evaluation of primitiveness of the Scalpellidae (s. lat.) and the Lepadidae (s. lat.). DARWIN, WITHERS and others interpreted that the Scalpellidae is more primitive than the Lepadidae. While BROCH considered that the Scalpellidae is as primitive as the Lepadidae. For this twenty years many new data on ontogeny, nervous system, sexuality, shell structure, ecology and Paleozoic fossil records were accumulated for interpretation of the phylogeny of lepadomorph cirripeds. NEWMAN, ZULLO and WITHERS (1969) have proposed a new interpretation on the phylogeny of Cirripedia based on these data. In this report these works are reviewed and evaluated.

I. 序

節足動物の甲殻類に属する蔓脚類 (Subclass Cirripedia) の系統にかんする議論はこれを構成する五目のうち最も化石資料の豊富な完胸目 (Thoracica) に集中している。残りの四目のうち二目，根頭目 (Rhizocephala) と無脚目 (Apoda)，は石灰質の殻を持たず，主に他の動物の体内に寄生するため化石の記録は全くない。無脚目は DARWIN (1854a)の記載以後発見されたことがなく，これを橈脚類 (Copepoda) または軟甲類 (Malacostraca) とする見解すらある。残りの二目，尖胸目 (Acrothoracica) と嚢胸目 (Ascothoracica) は巻貝，二枚貝類，ウニ類，サンゴ類などの石灰質の殻や骨格に穿孔する。その穴の化石が発見されているが，化石に保存されている情報は系統がたどれる程豊富ではない。

系統の議論の集中している完胸目を構成する四亜目のうちエボシガイ亜目 (Lepadomorpha) には古くは異なった二つの系統が提案されている。一つは化石の層位学的証拠を重視する見解で，他は主として個体発生の証拠に重きを置く見解である。前者の見解は DARWIN (1851a, b, 1854a) より WITHERS (1928, 1935, 1953) に至るもので，多くの研究者により支持されてきた。これらの人々は具体的には "*Pollicipes*" (=*Eolepas*) で代表されるような多数の殻板を持つミョウガガイ科 (Scalpellidae) が原始的で，5枚の殻板だけからなるエボシガイ科 (Lepadidae (s. lat.)) は前者から殻板の数の減少によって

* 東京大学理学部地質学教室 Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo.

派生したものであると考えた。

他方，主に個体発生の証拠に基づく系統は BROCH (1922) の見解による。個体発生の初期には，6枚以上の殻板を持つミョウガガイ科であっても，基本的に5枚の殻板を持つエボシガイ科でも，ともに5枚のキチン質初生殻板をもち，かつ柄部の小殻板を持たない。したがって，原始的なエボシガイ亜目はこのような特徴を備えていたと考えた。このことから BROCH はミョウガガイ科がエボシガイ科よりも原始的でなく，これらの二つの科は個体発生初期に見られる特徴を備えた共通の祖先から独自に派生したと考えた。

完胸目の他の三亜目，ハナカゴ亜目 (Verrucomorpha)，ブラキレパドモルファ亜目 (Brachylepadomorpha)，フジツボ亜目 (Balanomorpha) はエボシガイ亜目のミョウガガイ科から独自に派生したと一般に考えられている。

最近になつてエボシガイ亜目の系統を解釈する上で重要な証拠がエボシガイ亜目に属す古生代の化石 *Praelepas* [CHERNYSHEV, 1931, SCHRAM, 1975] と *Cyprilepas* [WILLS, 1962, 63] の発見と現生エボシガイ亜目の神経系の研究 [CORNWALL, 1953など] によって提供された。

最近，NEWMAN ら (1969) は主に古生代の化石や神経系などの証拠に基づいてエボシガイ科がミョウガガイ科よりも原始的とする新しい見解を示した。

小論ではこれまでの蔓脚類とくに完胸目の系統に関する見解を整理し，蔓脚類全般の系統を検討する。

II. 蔓脚類の祖先

DAHL (1956, 1963) は蔓脚類と橈脚類・鰓尾類 (Branchiura)・ヒゲエビ類 (Mystacocarida) との類縁関係をそれらの体制と幼生の特徴をもとに検討した。

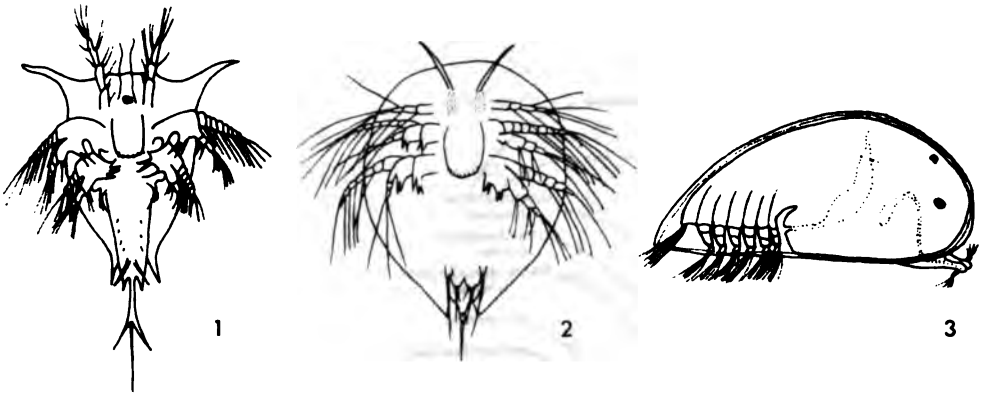
蔓脚類の嚢胸目は頭部5体節，胸部6体節，そして腹部5体節という体制 (5-6-5の体制) を持つ。完胸目や尖胸目では成体は腹節を欠くが，これらのシプリス幼生は少なくとも3体節の腹節を持つ。これら完胸目や尖胸目は嚢胸目に見られる基本的な5-6-5の体制から体節の減少によって生じたと考えられている。蔓脚類に見られる5-6-5の基本的な体制は橈脚類・鰓尾類そしてヒゲエビ類においても認められ，体制から見ればそれらは近縁関係にあると考えられる (第1図)。

			Maxillopoda				
	Malacostraca	Cephalocarida	Copepoda	Cirripedia	Mystacocarida	Ostracoda	
1	A′	A′	A′	A′	A′	A′	HEAD
2	A″	A″	A″	A″	A″	A″	
3	M	M	M	M	M	M	
4	M′	M′	M′	M′	M′	M′	
5	M″	M″	M″	M″	M″	?M″	
6	1P	1P	1P	1P♀	1P	1P	THORAX
7	2P	2P	2P	2P	2P	2P	
8	3P	3P	3P	3P	3P	3P	
9	4P	4P	4P	4P	4P⚥	4⚥	
10	5P	5P	5P	5P	5P		
11	6P♀	6P♂	6P	6P	6		
12	7P	7P	1⚥	1♂	1		
13	8P♂	8P	2	2	2		
14	1P	1P♀	3	3	3		ABDOMEN
15	2P	2	4	4	4		
16	3P	3	5T+F	5T+F	5T+F		
17	4P	4					
18	5P	5					
19	6P	6					
20	7	7					
21	8T+F	8					
22		9					
23		10					
24		11					
25		12T+F					

[Explanation: A′ first antenna; A″, second antenna; M, mandible; M′, first maxilla; M″, second maxilla; P, pod; T, telson; E, furca.]

第1図 蔓脚類と近縁な甲殻類との体節構造の比較 (NEWMANら, 1969より引用)。A′: 第一触角, A″: 第二触角, M: 大顎, M′: 第一小顎, M″: 第二小顎, P: 肢節, T: 尾, 節, F: 尾叉 (叉状器), ♂, ♀, ⚥は生殖器の位置を，左端の数字 (1～25) は体節の位置を示す。

次に甲殻類はその発生過程において必ずノープリウス幼生期を経ることが共通の特徴であり，蔓脚類で



第２図　蔓脚類の幼生。1. *Balanus* 属のノープリウス幼生（(CLAUS, 1895 を内海, 1965より引用)。2. 嚢胸目 *Baccalaureus japonica* BROCH のノープリウス幼生（YOSHII, 原図を内海, 1965より引用)。3. *Lepas* 属のシプリス幼生（DARWIN, 1854a を一部改作)。

はさらにシプリス幼生期を経て付着生活に入る（第２図)。蔓脚類のノープリウス幼生の体制は橈脚類のハーパクティコイド目のそれと類似する。蔓脚類のシプリス幼生は背甲，胸肢，複眼の特徴が鰓尾類と類似している。それゆえ，幼生の特徴でも蔓脚類・橈脚類・鰓尾類は近縁であるとみなされた。

このような蔓脚類・橈脚類・鰓尾類・ヒゲエビ類の類縁性に基づき DAHL（1956）はこれら４亜綱をまとめる分類群 Maxillopoda を提案した。

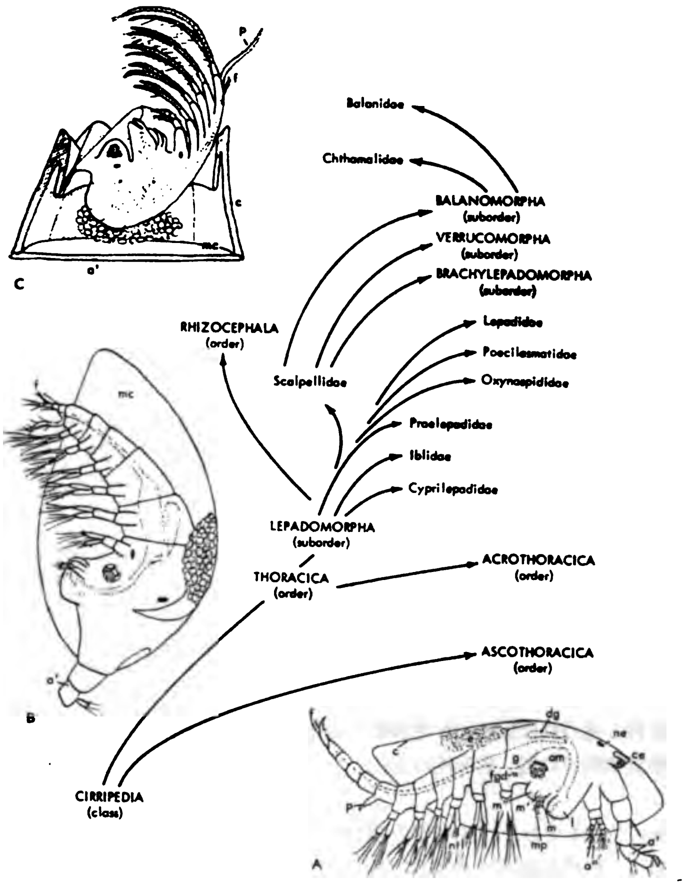
以上のような類縁性に関する考えを押し進めれば仮説的な蔓脚類の祖先はシプリス様の背甲，複眼，把握力のある第一触角，剛毛を持たぬ橈脚類様の口器，游泳性の胸肢，そして尾節と尾叉を備えた腹部を持つ自由游泳性の Maxillopoda となる。

蔓脚類は雌雄同体（hermaphrodite）が基本であり，生殖器の開口する位置は他の Maxillopoda と異なる（第１図)。しかしそのいずれの目にも雌雄異体のものが含まれ，他の Maxillopoda においては雌雄異体が基本であるので，当然蔓脚類の祖先の Maxillopoda は雌雄異体であったと考えられる（BROCH, 1922)。

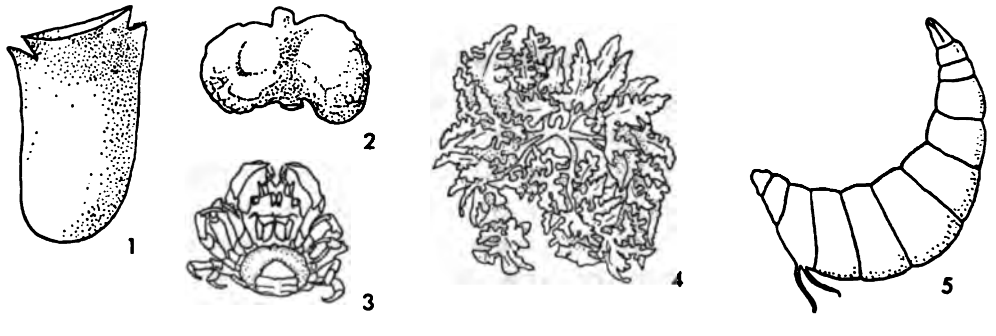
III. 蔓脚類の各目の起源

蔓脚類の各目の進化は NEWMAN ら（1969）によって考察された（第３図)。先ず嚢胸目（第４－４図）が体節構造の特徴から仮説的な祖先型（前出）のわずかな変化によつて直接生じた。この目は剛毛によらない摂食法・全生活史における複眼の欠損・そしてノープリウス幼生の前側角（frontolateral horn）の欠損（第２－２図）などを理由に何人かの研究者（例えば WAGIN, 1937, 1946；KRÜGER, 1940；内海, 1965）によって蔓脚類とは別の独立した亜綱として扱われたことがある。しかしそのような考えは現在では一般に受入れられておらず，把握力のある第一触角を持つこと，シプリス幼生期を経ること，そして生殖器の位置が他の蔓脚類と同じであることから蔓脚類の仲間に入れられている。この仲間は化石では白亜紀後期のサンゴに発見された *Endosacculus* とウニにあけられた穴の *Ulophysema* が知られているにすぎない（VOIGHT, 1959；MADSEN and WOLF, 1965)。しかしその起源は前述のように嚢胸目が仮説的な祖先から直接的に派生したと思われるので蔓脚類の歴史のうえで初期（古生代）までたどれると考えられる。

尖胸目と完胸目は嚢胸目とは異なつた系統をたどった（第３図)。剛毛を用いた摂食法と第一触角により付着しセメント腺の発達で固着生活に入り，前者は石灰質の殻を持たず他の物体に穿孔する生活様式を



第3図　蔓脚類の進化（NEWMAN ら，1969 の NEWMAN による）。A．橈脚類，鰓尾類，ヒゲエビ類と共通した5-6-5の体節構造を示す仮想的な嚢胸目，B．嚢胸目から完胸目への体制の移行段階。第一触角による付着に伴う剛毛摂食法の獲得。C．フジツボ亜目に見られる最も高度に発達した体制。



第4図　蔓脚類の目の例（完胸目を除く）。1．尖胸目 *Berndtia purpurea* UTINOMI（ルリツボムシ），石サンゴに穿孔，2．根頭目 *Sacculina confragosa* BOSCHMA（ウンモンフクロムシ），十脚類に寄生，3．根頭目 *Sacculina pilosella* VAN KAMPEN et BOSCHMA（ケハダフクロムシ），ヨツバモガニに寄生，4．嚢胸目 *Myriocladus okadai* YOSII（オカダシダムシ），ヤツデヒトデの体腔に寄生，5．無脚目 *Proteolepas bivincta* DARWIN，エボシガイ科の仲間の外套腔に寄生，1, 3, 4．内海（1965），2．SHIINO（1943），5．DARWIN（1854a）より引用。

（第4-1図），後者は石灰質の殻を得て物体の表面に固着する生活様式を獲得した。尖胸目の化石記録は完胸目に次いで古く，石灰質殻をもつ動物化石の表面に穿孔された穴は石炭紀までたどれる（第5図）。現生の *Trypetesa* の穿孔した穴と同様の穴が石炭紀，二畳紀にも知られ，その他この類のあけたいろいろな形態の穴に *Simonizapte*（三畳紀—ジュラ紀），*Rodgerelle*（ジュラ紀—鮮新世），*Brachyzapfes*（白亜紀後期），そして *Zapfella*（中新世—鮮新世）などの学名が付けられており古生代より現生まで繁栄してきたものと考えられる（TOMLINSON, 1963；MADSEN and WOLF, 1965)。完胸目の化石記録は蔓脚類の中で最も豊富である。最古の化石はエストニアのシルル紀後期に知られる *Cyprilepas holmi*（第11図）である。古生代のこの類はすべて筋肉質の柄をもつエボシガイ亜目に属する。ジュラ紀から中新世に筋肉質の柄の無くなったブラキレパドモルファ亜目が，そして白亜紀以降にさらに進化したハナカゴ亜目とフジツボ亜目が知られる。

根頭目は寄生生活と摂食様式について嚢胸目に類似する（第4-2，3図）。他方ノープリウス幼生が前側角をもつことと固着性の生活様式は尖胸目や完胸目と類似する。しかし根頭目はエボシガイ亜目様の付属肢を痕跡的に持つことにより，完胸目と近縁で，エボシガイ様の祖先から派生したと考えられる。しかし化石の記録はない。

IV．完胸目の系統

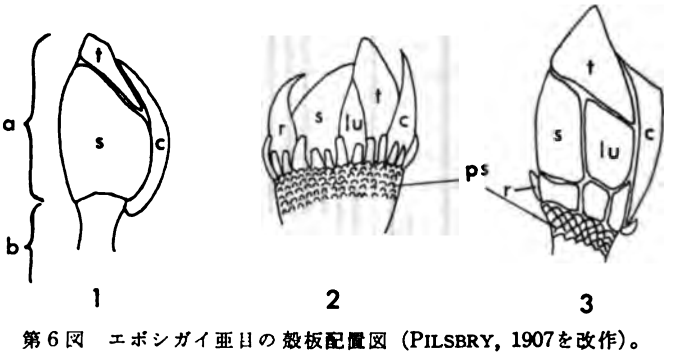
1．概説

完胸目の系統に関しては従来多くの研究がなされてきた。それらの研究はみな完胸目の四亜目—エボシガイ亜目，ブラキレパドモルファ亜目，ハナカゴ亜目，フジツボ亜目—のうち後三亜目がエボシガイ亜目のミョウガガイ科（Scalpellidae）から独自に派生したとする点で意見が一致している（第3図）。

次に後三亜目では亜目内の系統関係について著しい意見の不一致はない。しかしエボシガイ亜目の系統に関しては古くから二つの対立した見解があつた。従来エボシガイ亜目は二つの大きな単位—広義のエボシガイ科と広義のミョウガガイ科—に分けられていた。ここでも便宜上従来の区分を用いて議論を進める。

広義のエボシガイ科は頭状部（capitulum）に基本的に5枚の石灰質の殻板〔峰板（carina），一対の楯板（scutum）と一対の背板（tergum)〕を持ち，柄部には石灰質の殻板を持たない（第6-1図）。他方，広義のミョウガガイ科は頭状部に広義のエボシガイ科よりも一枚〔嘴板（rostrum)〕以上多い石灰質の殻板をもち，柄部（peduncle）には多数の石灰質の鱗状の小殻板（柄鱗，peduncular scars）を持っている（第6-2，3図）。

エボシガイ亜目の系統に関する二つの異なった意見は広義のミョウガガイ科が広義のエボシガイ科よりも原始的であるとする見解と，これら二つの科が共通の祖先から派生したとする見解である。次に両者の見解を詳細に記述する。

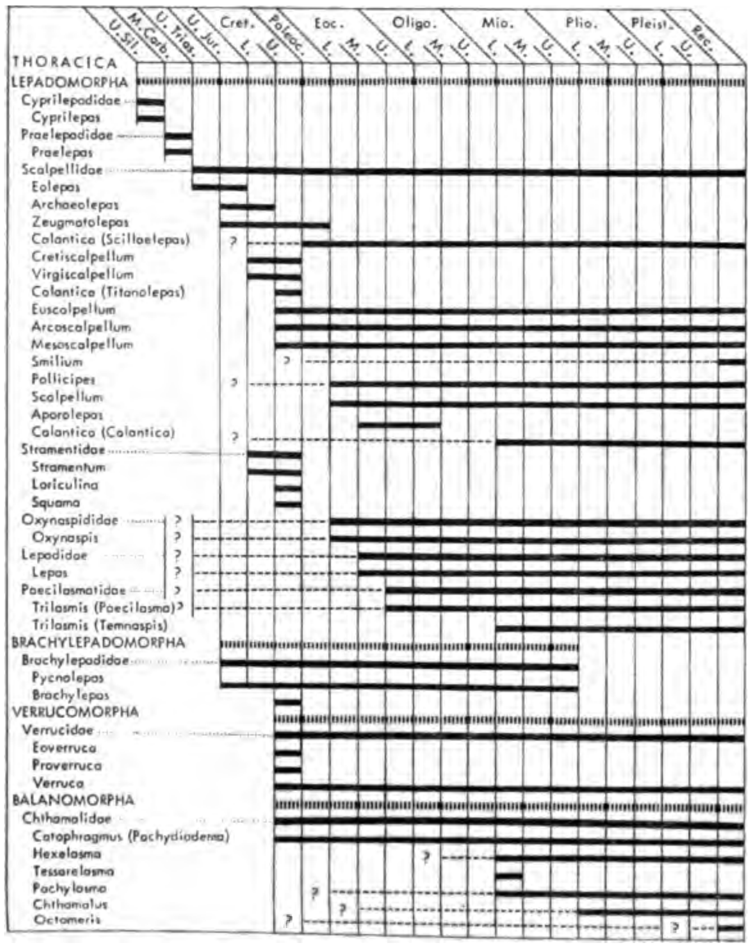


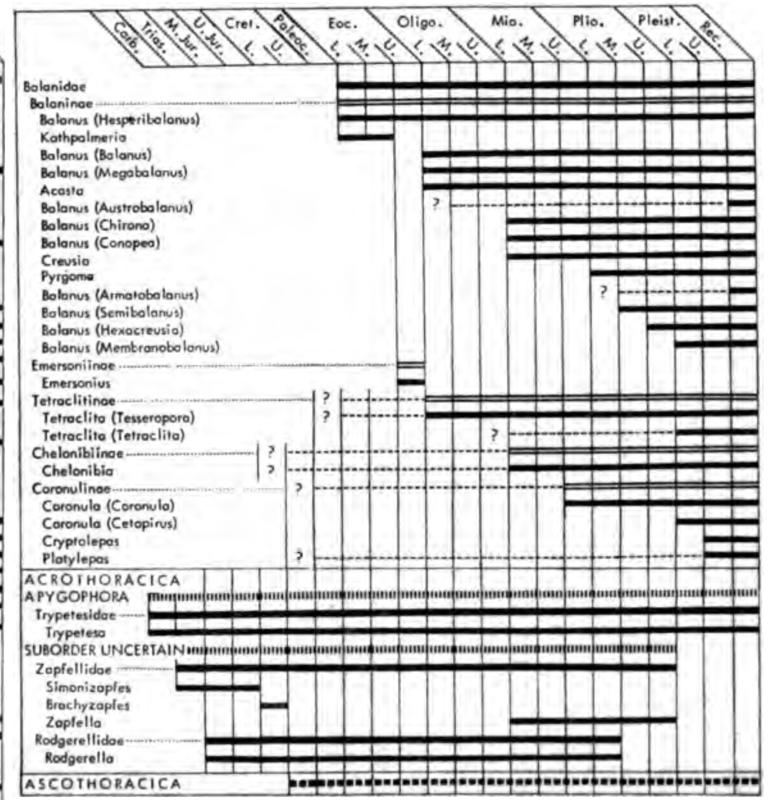
第6図 エボシガイ亜目の殻板配置図（PILSBRY, 1907を改作)。1．エボシガイ科 *Lepas*，2．ミョウガガイ科 *Pollicipes*，3．ミョウガガイ科 *Sealpellum*．a．頭状部，b．柄部，s．楯板，t．背板，r．嘴板，c．峰板，lu．上側板，ps．柄鱗。

2．ミョウガガイ科を原始的とする見解

この見解は DARWIN (1851b) 自身の英国の化石エボシガイ亜目の研究に基づいている。当時は Inferior Oolite (=lower

Stratigraphic Distribution of Genus-group Taxa with Fossil Records.





Explanation: Known ranges, solid bar; inferred ranges, broken bar (Zullo, n).

第5図　属以上の分類群の層位学的分布（NEWMAN ら，1969の ZULLO による）。最近，Balaninae の亜属は属に格上げされた（NEWMAN and ROSS，1976参照）。

Middle Jurassic) から知られた "*Pollicipes*" *ooliticus*（=*Eolepas oolitica*）が最も古い化石であった。この "*Pollicipes*" は現生の同属の種類と形態的に著しい差異のないことから，"*Pollicipes*" が系統の幹になると考えた。また当時すでに上部白亜紀には *Scalpellum*，"*Pollicipes*"，*Loricula*（=*Stramentum*，第8-6図）（必ずしも現在使われている属と等しくない）の合計32種が報告されていたが，エボシガイ科に属する *Lepas*（第8-8図）は第三紀にさえ知られていなかったので，これらの事実を総合して次のような系列を示した。

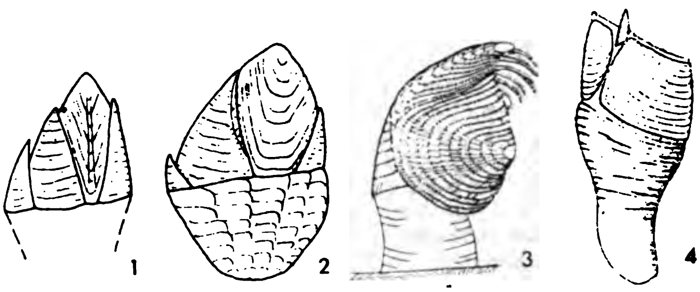
```
                 /Scalpellum——Oxynaspis——Lepas
                / [Scalpellidae s. s.] [Oxynaspidae] [Lepadidae s. s.]
"Pollicipes"
[Scalpellidae s. s.]
                \
                 \Lithotrya——sessil cirripedia
                  [Scalpellidae s. s.]   /Suborder Verrucomorpha    \
                                         |         Brachylepadomorpha |
                                         \         Balanomorpha       /
```

［　］内は現在使われている科以上の分類群を示す。

DARWIN のこのような見解は HOEK (1883, 1907, 1913)，GRUVEL (1905)，KRÜGER (1920)，NILSSON-CANTELL (1921) らに支持され，またその間多くの事実が付加えられて WITHERS (1928, 1935, 1953) に至る。

WITHERS (1928) は当時知られていた最古の蔓脚類である *Eolepas*（8種，上部三畳紀—上部ジュラ紀，第7-1図）とそれについで古い *Archaeolepas*（6種，上部ジュラ紀—白亜紀，第7-2図）を含む三畳紀とジュラ紀のすべて，そして白亜紀のほとんどの蔓脚類が頭状部に6枚の石灰質の殻板をもち，かつ殻板の頂部 (apex) に殻頂 (umbo) をもつ (apical umbo と呼ぶ) ことから，このような広義のミョウガガイ科がより原始的であると考えた。このような考えに立って WITHERS はエボシガイ亜目に三つの系統を考えた。うち二つは広義のミョウガガイ科，残り一つはエボシガイ科に相当する。

1) *Pollicipes*（第8-1図），*Calantica*（第8-2図），*Smilium*（第8-3図）（広義のミョウガガイ科）をもたらした系統では殻板の数の増加と "原始的" な apical umbo という特徴を保持する。2) *Scalpellum*（第8-4図），*Arcoscalpellum*（広義のミョウガガイ科）に至る系統では殻板の数の減少，殻板の殻頂の位置の変化，殻板の頭状部を被う面積の減少 ("decalcification" と呼ばれた) が見られた。3) *Lepas*（第8-8図），*Trilasmis* (*Poecilasma*)，*Oxynaspis*（第8-7図）などの広義のエボシガイ科が生じる系統では2) の系統からの派生とみなした。このように WITHERS はエボシガイ亜目に三つの基本的な形態変化を認めた。a) 殻板の数の変化—ミョウガガイ科からエボシガイ科への派生では嘴板の欠損を含めて殻板の数の減少があった。b) 殻板の殻頂の位置の変



第7図　エボシガイ亜目の中・古生代の化石。1. *Eolepas quenstedti* (VON AMMON)，上部ジュラ紀，2. *Archaeolepas redtenbacheri* OPPEL，上部ジュラ紀，3. *Praelepas jaworskii* CHERNYSHEV（復元図），中部石炭紀，4. *Praelepas damrowi* SCHRAM，上部石炭紀，1, 2. WITHERS (1928)，3. CHERNYSHEV (1930)，4. SCHRAM (1975) より引用。

化—"原始的" な型の殻板は apical umbo で，"進化した" 型では basal もしくは central umbo となる。c) 殻板の "decalcification"—"進化" 型では成長に伴った殻板の頭状部を覆う面積の相対的な減少がみられる。例えば広義のエボシガイ科の *Conchoderma*（第8-9図），*Alepas*（第8-10図），*Anelasma* そして *Octolasmis*（第8-11図）では石灰質の殻を全く持たない。WITHERS はエボシガイ亜目の系統について上記の見解をその後も長く持続けた（WITHERS, 1935, 1953）。

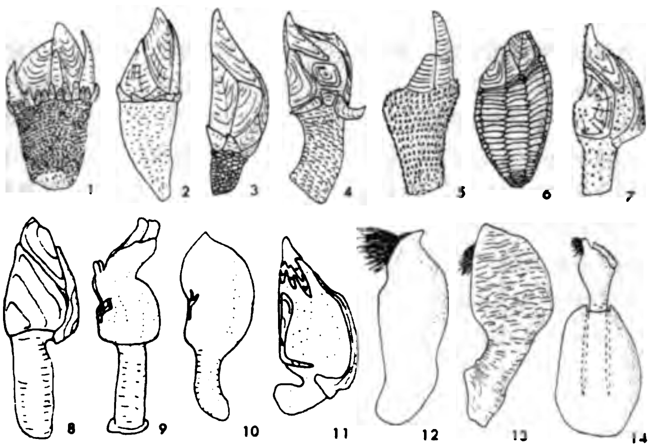
3．ミョウガガイ科とエボシガイ科が共通の祖先から派生したとする見解

BROCH (1922) は WITHERS (1928) の見解以前に エボシガイ亜目の系統を 主に他の甲殻類との外骨格の比較，個体発生および雌雄同体現象の三点から考察した。

1) 外骨格の比較——一般に甲殻類では石灰質物質の著しい分泌は原始的な特徴にならない。しかも石灰質の外骨格で重装備したグループは 薄い外骨格をもつグループよりも化石として保存されやすい。それで中生代型の厚い石灰質の外骨格をもつグループは中生代より知られているからといって 必ずしも原始的であるとは限らないと BROCH は主張した。

2) 個体発生—BROCH はエボシガイ亜目の個体発生の研究に 基づいて，a) pupa stage には頭状部に5枚（峰板，一対の楯板と背板）のキチン質の殻板〔DARWIN の初生殻板（primodal valves）に相当〕が確認できる（第9図）。この事実は成体で6枚以上の殻板をもつミョウガガイ科の *Pollicipes* とか *Scalpellum* でも例外ではない。この5枚以上の殻板はキチン質の初生殻板なしに形成される（第9図）。このことは，その後エボシガイ亜目の *Lepas* (*L.*) *anatifera*〔NEWMAN ら, 1969〕，*Octolasmis tridens*〔NILSSON-CANTELL, 1934〕，ハナカゴ亜目の *Verruca* (*V.*) *stroemia*（第9-3図）〔RUNNSTRÖM, 1972〕などにおいても確認された。b) 広義のエボシガイ亜目の個体発生は pupa stage にミョウガガイ科に見られるような柄部に石灰質の小殻板（柄鱗）を持つ段階を経ない。それゆえ BROCH はエボシガイ亜目の祖先は頭状部に5枚のキチン質の初生殻板を持ち，柄部に石灰質の小殻板を持たないものであると考えた。

3) 雌雄同体—蔓脚類は一般的に雌雄同体であるが，一部に矮雄 (dwarf male) と称する小型の雄を持つ雌雄異体が存在する（第10図）。甲殻類は その圧倒的多数が 雌雄異体 であり，BROCH は蔓脚類もその祖先は



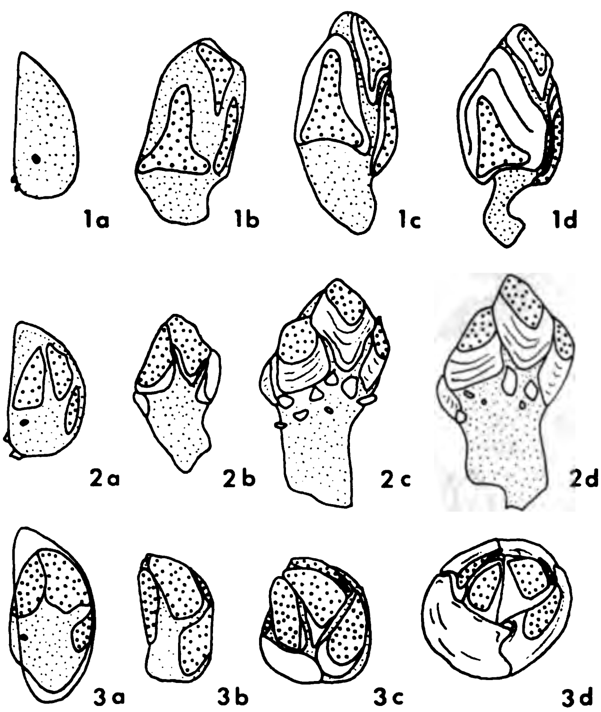
第8図　エボシガイ亜目の例。1. Scalpellidae, *Pollicipes mitella* (LINNÉ)，カメノテ，2. 同じく，*Calantica Kruegeri* (HIRO)，サガミハナミョウガ，3. 同じく，*Smilium acutum* (HOEK)，ヒメミョウガ，4. 同じく，*Scalpellum stearnsi* PILSBRY，ミョウガガイ，5. Iblidae, *Ibla cumingi* DARWIN，ケハダエボシ，6. Stramentidae, *Stramentum pulchellum* (SOWERBY)，化石，7. Oxynaspididae, *Oxynaspis pacifica* HIRO，カクトゲエボシ，8. Lepadidae *Lepas anatifera* LINNÉ，エボシガイ，9. 同じく，*Conchoderma auritum* (LINNÉ)，ミミエボシ，10. 同じく，*Alepas pacifica* PILSBRY，クラゲエボシ，11. Poecilasmatidae, *Octolasmis orthogonia* (DARWIN)，ウスエボシ，12. Malacolepadidae, *Malacolepas conchicola* HIRO，カイエボシ，13. Heteralepadidae, *Heteralepas rex* PILSBRY，14. Koleolepadidae, *Koleolepas avis* (HIRO)，トサカエボシ，1～4, 7, 9～11. 弘(1937)，5, 8. DARWIN (1851a)，6. WITHERS (1935)，12, 14. HIRO (1933)，13. PILSBRY (1907) より引用。

雌雄異体であっただろうと考えた。そして系統の議論では雌雄異体のものがより原始的とみなし，固着生活の発達が雌雄同体をもたらしたと推論した。

BROCH は彼自身現生種しか扱わなかったが以上のような基本的考えのもとに広義のエボシガイ科と広義のミョウガガイ科が共通の祖先から独自に生じたとしてそれぞれの系統を議論した（第10図）。

広義のエボシガイ科の系統では，殻板が5枚未満の属，殻板が頭状部をおおう面積の減少の見られる（WITHERS の "decalcification" に相当）属，共生や寄生性の種をもつ属，そして個体発生の間に殻板の umbo の位置が変化する属はいずれも原始的なエボシガイ科の仲間から二次的に由来したと考えた。逆にこのような特徴を持たない属がより原始的と考える時，その例として *Lepas* と *Poecilasma* の二属だけが残った。両属は柄鱗を持たず，峰板と楯板の底部に umbo を持ち，近縁である。次に広義のエボシガイ科の各属を口器の構造の比較や殻板の占める面積の減少の傾向から検討してこれらの二属からはじまる二つの独立した系統を考えた（第10図）。

他方広義のミョウガガイ科の系統に関しては，蔓脚類の祖先が雌雄異体であったとする考えに立って，雄を持つグループがより原始的とみなした。また雌雄異体から雌雄同体への変化は，両性の殻板が高度に発達したのちに生じたと考えた。従ってよく発達した殻板を備えた雄を持つ属が祖先の形態を保存し原始的であると考えた。特に *Calantica mortensi* の雄は頭状部にいくつかの側板を持ちこの祖先型の条件にあてはまる。その後 *Smilium*, *Scalpellum*, *Scalpellopsis* などの深海性のグループと *Protomitella*, *Ibla*, *Lithotrya*, *Pollicipes* などの浅海性のグループはそれぞれ別々の系統を歩み，独立に雄の欠損や殻板の数の減少が起つたと考えた（第10図）。



第9図　個体発生。1. エボシガイ科 *Lepas anserifera* LINNÉ, 2. ミョウガガイ科，*Pollicipes polymerus typica* BROCH, 3. ハナカゴ亜目ハナカゴ科 *Verruca* (*Verruca*) *stroemia* (O. F. MÜLLER) 1. WITHERS (1928), 2. BROCH (1922), 3. RUNNSTRÖM (1926) を一部改作。

4. エボシガイ科がミョウガガイ科より原始的とする新しい見解—

従来の二つの系統とはさらに異なる新しい系統が最近 NEWMAN ら (1969) によって提案された。そのエボシガイ科がミョウガガイ科よりも原始的とする見解は主に古生代の化石や神経系などの証拠にその基礎を置いている。次にそれらの証拠をその後の資料をも加えて詳細に記述する。

V. 古生代の蔓脚類の発見とその意義

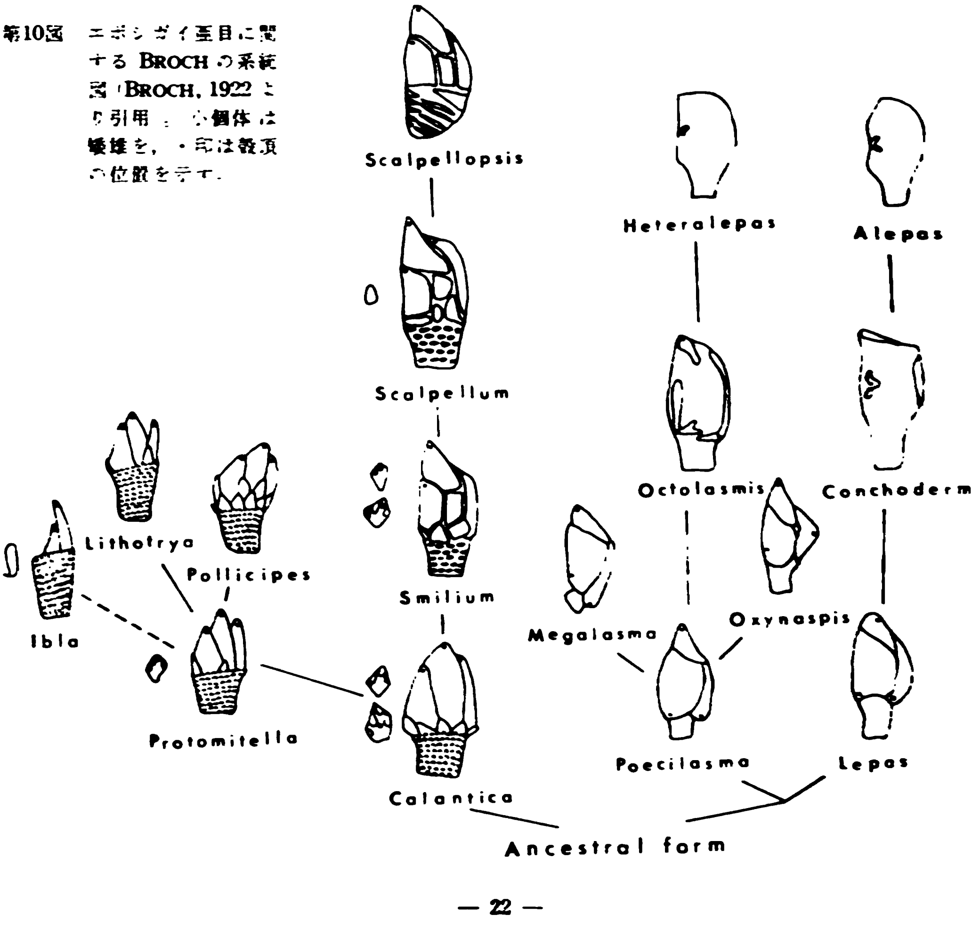
BROCH (1922), WITHERS (1928) 以降，エボシガイ亜目の系統を解釈する上で重要な古生代の化石が3つ報告された。ソ連のクズネック地方とドネック地方の中部石炭紀から産出した *Praelepas*, 北米イリノイ州の上部石炭系から発見された *Praelepas* およびエストニアの上部シルル系から発見された *Cyprilepas* である。

Praelepas は CHERNYSHEV (1931) によってソ連からはじめて報告された（第7-3図)。大きさは3～4mm で，キチン質の5枚の殻板（峰板と一対の楯板と背板）を持ち，峰板には一本の縦長の溝があった。それらの殻板の殻頂の位置は峰板と背板では頂部 (apical umbo) にあるが，楯板では中央部 (central umbo) にある。柄部は保存されていなかった。*Praelepas* は以上のような特徴によりエボシガイ亜目に入れられた。しかし三畳紀のエボシガイ亜目と異なり殻板はキチン質であった。そこで CHERNYSHEV はこの標本に基づいて新科 Praelepadidae，新属 *Praelepas* を設けた。クズネック地方からの種は *P. jaworskii*，ドネック地方からの種は *P. obliterata* と呼ばれる。

もう一つの *Praelepas* は最近 SCHRAM (1975) が報告した北米イリノイ州メイソンクリーク地方の上部石炭系の頁岩から得られた *P. damrowi* である（第7-4図)。この標本は非常に保存が良く，軟体部の柄部も印象として残されている。頭状部の高さはおおよそ5～6mm で，*P. jaworskii* と同様にキチン質の5枚の殻板を持ち，柄部は8～9mm 位の長さで，石灰質の小殻板を持っていない。このように5枚の殻板を持つことや裸の柄部を持つことでも *Praelepas* が広義のエボシガイ科と共通することが判る。

Cyprilepas は現在知られる最古の蔓脚類の化石で（第11図)，エストニアの上部シルル系のシルト岩質石灰岩から発見された広翼類 *Eurypterus fischeri* EICHWALD のキチン質の外骨格に付着していた。エッチングにより50個体の標本が分離され，それらは WILLS によって研究された。その結果それらは新属名 *Cyprilepas* によって *C. holmi* WILLS と呼ばれ，新科 Cyprilepadidae に入れられた (WILLS, 1962,

第10図　エボシガイ亜目に関する BROCH の系統図 (BROCH, 1922 より引用；○個体は矮雄を，・印は殻頂の位置を示す.



1963)。この種は二枚貝様のキチン質の背甲をもち，殻の表面には成長線が全く見られない。しかしシプリス幼生ではなく体は明らかに頭状部と柄部に分かれている。全長は 2.2～4.8 mm で非常に小さく，頭状部の長さはおおよそ 1.4～3 mm であった。この *Cyprilepas* の殻には現生種の *Lepas*(エボシガイ科)と同様な六角形のプリズム構造がみられた。そして殻に成長線が認められないのは成長のたびにそのキチン質の背甲を脱皮していたものと考えられた(第11図)。

これらの3つの古生代の化石の発見はエボシガイ亜目の系統に新知見を加え，論争点のいくつかを解決したかに見える。

先ず *Praelepas* の出現以前に *Cyprilepas* が存在する。すなわち，現在知られるようなエボシガイ亜目様の頭状部の出現以前にシプリス幼生の背甲様の頭状部を持った段階があったことを暗示している。

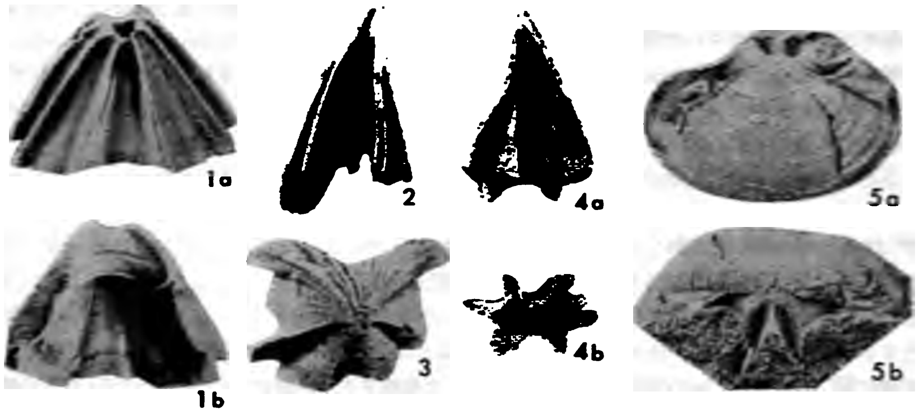
次に WITHERS (1928) の従来の化石の材料に基づいた6枚殻板のいわゆる広義のミョウガガイ科を原始的とする評価は5枚殻板からなる石炭紀の *Praelepas* の存在から考えて誤りであるように見える。殻板の枚数に関する限り，*Praelepas* は BROCH の示した個体発生の証拠に基づくエボシガイ亜目の祖先型のイメージによく一致する。また各殻板の殻頂の位置に関しても，頂部の位置 (apical umbo) が原始的であるとする WITHERS (1928) の見解に従えば *Praelepas* の楯板はすでに原始的ではない。しかしながら WITHERS (1953) は *Praelepas* が彼の指摘した原始的な蔓脚類の概念に一致しないのは，この属がすでに特殊化したものであるからだと考えて従来の概念を変更はしなかった。

最近，BISCHOFF (1976) はオーストラリア南部の下・中部カンブリア系の石灰岩から新属新種の *Dailyatia ajax* を報告した(第12-1～4図)。BISCHOFF によれば，この化石は外形，断面構造，放射肋の数といった形態 (gross morphology) の異なる9つのプレートタイプに分けられる。更にそれらのプレートタイプはみな 1) umbo 方向に傾いて，密に並びかつ放射肋によって中断されない transverse ridges を持ち(表面装飾)，2) 密な lamellar 構造を示し(微細構造)，3) リン酸カルシウムからなり(殻の化学組成)，そして 4) 堆積物中に共存する(産状)。このことから，これらのプレートは同一生物のいろいろな部分の殻板を表わすと考えられる。そしてシベリア平原の下部カンブリア紀にはじめて発見され，現在まだその所属不明な *Camenella* MISSARZHEVSKIY, 1966と *Tommotia* MISSARZHEVSKIY, 1970に密接な類縁関係を示す。結論として BISHOFF はこれらの化石がその全体的形態だけでなく，殻装飾，大きさそして左右に対称を示す対をなす殻を持つという点から蔓脚類のエボシガイ亜目に著しく類似すると考えた。そしてこれらのグループ (Tommotiidae) を蔓脚類の完胸目エボシガイ亜目に含めた。



第11図　エストニアのシルル系から得られた最古の蔓脚類 *Cyprilepas holmi* WILLS. 広翼類 *Eurypterus fischeri* の外骨格に付着していた，12倍 (WILLS, 1963より引用)。

Dailyatia が蔓脚類の一員であるか否かの最終的な決定はその発生や体節構造によらねばならないが，それらを調べることはこの場合不可能である。しかしながら，すでに述べた *Cyprilepas* と *Praelepas* といった古生代型の蔓脚類や中生代以降のエボシガイ亜目と *Dailyatia* とは形態的にもまた殻板の数や化学組成においても明らかに異なる。また *Dailyatia* を BISCHOFF が考えたように蔓脚類の一員とみなすと *Dailyatia* が知られる最古の蔓脚類となる。しかし前述のように，*Cyprilepas* は二枚の殻をもつシプリス幼生が逆に直立したような形態をもち，それで蔓脚類で最も原始的なものとみなされてきた。したが



第12図　1-4. オーストラリアの下・中部カンブリア系から BISCHOFF によって蔓脚類として報告された *Dailyatia ajax* BISHOFF, 7.7倍 (BISCHOFF, 1976より引用)。5. オーストラリアの二畳紀から得られた *Hyolithes lanceolatus* (MORRIS) の operculum, 2.7倍 (RUNNEGAR, 1975より引用)。

って，*Dailyatia* を蔓脚類とする限り，カンブリア紀の *Dailyatia* は殻板の数や形態的特徴に関してシルル紀の *Cyprilepas* よりもはるかに進化した形態を示すことになる。

以上述べたことは必ずしも *Dailyatia* が蔓脚類の一員でないと結論するのに充分とは言えないが，これを疑うのに充分の理由となる。更に，BISCHOFF によって *Dailyatia* の一部として示された殻（第12-3図）(BISCHOFF, 1976, pl. 4, figs. 36-40) はカンブリア紀から二畳紀に生息していた *Hyolithes* の operculum (第12-5図) に大きさ，殻の化学組成や形態的特徴などが極めて良く似ている (RUNNEGAR ら, 1975, fig. 2 参照)。少なくとも "*Dailyatia*" の一部が *Hyolithes* となる可能性は高い。*Hyolithes* は最近では軟体動物の絶滅したグループと考えられている (RUNNEGAR ら, 1975 ; MARCK and YOCHELSON, 1976) が，"*Dailyatia*" の所属は *Hyolithes* についての今後の研究にもよるところが多い。

VI. エボシガイ亜目の神経系

エボシガイ亜目の系統に関して，現生標本の神経系の構造の比較によるアプローチが可能である。

甲殻類の神経系は環形動物と同様にはしご状で，各節に一対の神経節を持ち，前後は一対の縦連鎖により，左右の1～2本の横連鎖で結ばれている。より進化したグループでは，その程度に応じて神経節の縦連鎖が前後に接近しているかもしくは融合し，神経系の集中化が見られる。

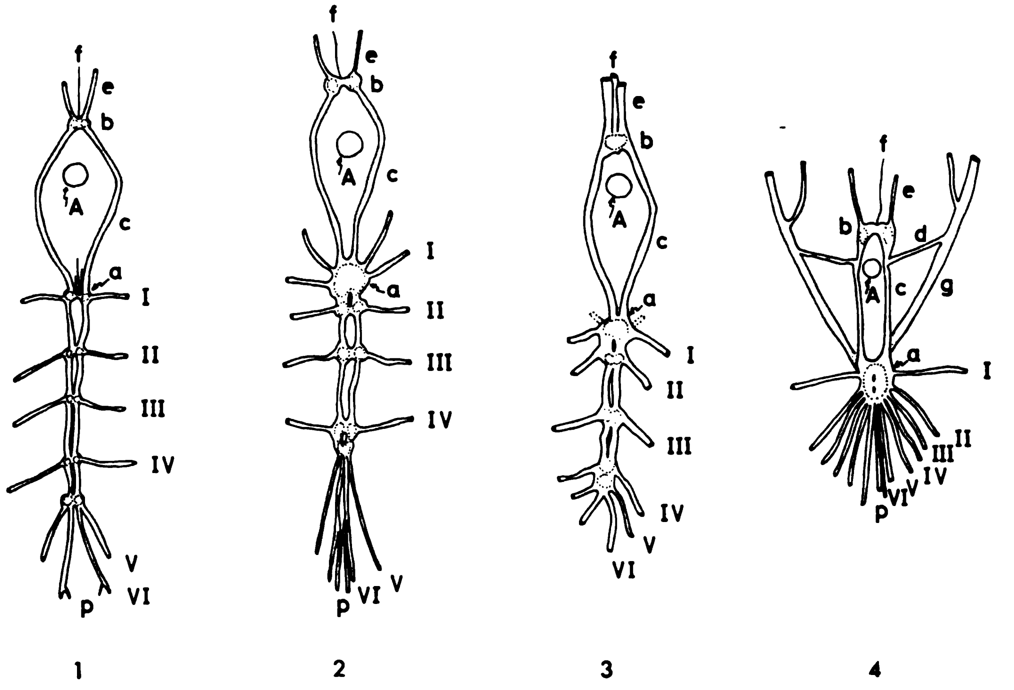
一般にエボシガイ亜目の神経系は6つの神経節をもつ (DARWIN, 1851a, 1854a)。食道の上（前）に1つの食道上神経節を持ち，食道の下の神経節は1つの食道下神経節と4つの胸神経節からなるが，その分布の特徴は種もしくは分類群によって異なる。一層進化した蔓脚類，例えばハナカゴ亜目やフジツボ亜目では食道の下の神経節の著しい集中化の結果，そこには1つの神経節塊が認められるにすぎない（第13-4図）。

エボシガイ亜目の次の種について神経系の研究がなされた：広義のエボシガイ科では；*Lepas fascicularis* [DARWIN, 1851a], *L. anatifera* [GRUVEL, 1893], *L. hilli* (第13-1図) [KRÜGER, 1940 ; CORNWALL, 1953], *L.* sp., *Anelasma* sp., *Trilasma* sp. [KRÜGER, 1940]，広義のミョウガガイ科では；*Pollicipes mitella* [DARWIN, 1851 a ; KRÜGER, 1940], *P. polymerus* (第13-2図) [KRÜGER, 1940 ; CORNWALL, 1953], *Lithotrya dorsalis* [SWELL, 1926], *Scalpellum stearnsi* [弘, 1937], *S.* sp. [KRÜGER, 1940], *Smilium spinosum* (第13-3図) [CORNWALL, 1953], *Ibla* sp. [KRÜGER, 1940]，

これらを総合すればエボシガイ科では蔓脚用神経の胸神経節の間の横連鎖（横連神経）は短縮はしているが神経の集中化は見られない（原始的な甲殻類ではこの横連神経は長く二重であるが，狭義のエボシガイ科の *Lepas hilli*（第13-1図）では短く一重になつている）。したがって広義のエボシガイ科は原始的な甲殻類と同様にはしご状の配列をした神経を持っている。これに反してミョウガガイ科の神経では，神経節の集中化が認められる。とくに狭義のミョウガガイ科の *Pollicipes polymerus*（第13-2図）では内臓および第一蔓脚用の食道下神経節と第二蔓脚用の第一胸神経節の二神経節の合体と，第四蔓脚用の第三胸神経節と第五と第六蔓脚用の第四胸神経節の二神経節の合体が見られる。また狭義のミョウガガイ科の *Smilium spinosum*（第13-3図）にも同様に神経節の集中化が認められる。このようにエボシガイ科の神経系は比較的原始的なはしご状構造を示し，ミョウガガイ科のそれには多少とも集中化が見られる。このことにより神経系においてはエボシガイ科がミョウガガイ科よりも古い特徴を保持していると考えて良いだろう。

VII. エボシガイ亜目の系統のまとめ

以上を総合すれば，エボシガイ科の系統はエボシガイ亜目の最も原始的と考えられる上部シルル系の *Cyprilepas* を含む，シプリス様の頭状部をもつた“祖先型”から生じ，さらにミョウガガイ科はエボシガイ科から派生したことになる。広義のエボシガイ科から広義のミョウガガイ科への進化は両者の生活様式のちがい一浮游性もしくは他の動物との共生から底生生活への変化一が形態や成長様式に反映された結



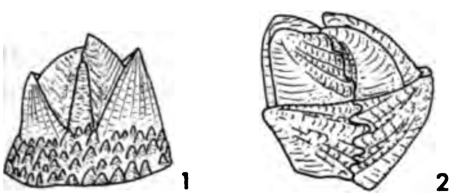
第13図　完胸目の神経系。1．エボシガイ科 *Lepas hilli* LEACH，2．ミョウガガイ科 *Pollicipes polymerus* (SOWERBY)，3．同じく *Smilium spinosum* ANNANDALE，4．フジツボ科 *Balanus nubilus* DARWIN (CORNWALL, 1953を一部改作)。I～VI：第一～第六蔓脚用神経，A：食道，a：食道下神経節，b：食道上神経節，c：食道神経環，d：楯板筋肉用神経，e：体表に分布する神経，f：視覚用神経，g：内臓用神経，P：雄の交尾器に至る神経。

果もたらされたものと考えられる。

広義のエボシガイ科は薄い5枚の殻板をもち，柄部には柄鱗をもたない，そして殻板は basal umbo もしくは central umbo となるような成長様式をもつ。そして主に浮游性の物体もしくは移動する生物に付着する生活様式によって特徴づけられている。他方広義のミョウガガイ科は厚い6枚もしくはそれ以上の枚数の殻板をもち，多数の柄鱗をもつ。殻板の殻頂は頂部となるような成長様式をもち，主に底生の生活様式によって特徴づけられている。

上述の古生物学的証拠および現生生物学的証拠からエボシガイ科がミョウガガイ科よりも原始的である。したがって，この系統は DARWIN (1851a, b, 1854a) より WITHERS (1928, 1935, 1953) に至る主として化石の層位学的分布を基礎とする説や，BROCH (1922) の個体発生などから導かれた説とは異なり，NEWMAN ら (1969) の説の正しかったことを示した。ただしここでこの様な結論が化石の層位学的分布と現生生物の比較解剖学的研究の結果によっていることに注意すべきであろう。

完胸目の別の亜目であるハナカゴ亜目，ブラキレパドモルファ亜目およびフジツボ亜目では柄部は退化してこれを欠如する。しかし apical umbo をもつような成長様式や殻板の種類と枚数の特徴からみて，いずれもエボシガイ亜目のミョウガガイ科からそれぞれ別々に進化したと考えられている (NEWMAN ら，1969)。



第14図　1. ブラキレパドモルファ亜目。*Brachylepas naissanti* (HÉBERT)，上部白亜紀 (WITHERS, 1935より引用)，2. ハナカゴ亜目 *Verruca* (*Verruca*) *euglypta* PILSBRY，現生 (PILSBRY, 1907より引用)。

VIII. ブラキレパドモルファ亜目の系統

この亜目は絶滅したグループで，単一の科 Brachylepadidae〔上部ジュラ紀 (Tithon.)～上部中新世 (Helvet.)〕，二つの属 *Pycnolepas*〔上部ジュラ紀 (Tithon.)～上部中新世 (Helvet.)〕と *Brachylepas*〔上部白亜紀 (Turon.～Maastricht.)〕(第14図) からなる。左右対称で嘴板，峰板，一対の上側板，一対の楯板と背板を持ち，周殻の基部に3～4巻きの多数の付属小板を持つ。したがってブラキレパドモルファ亜目はエボシガイ亜目のミョウガガイ科のこの様な頭状部をもっているものから柄部を失うことにより直接派生したと考えることも可能である (NEWMAN ら，1969)。また少なくとも発見されている限りブラキレパドモルファ亜目の側板は一対であり，少なくともそれらは三対の側板を持つフジツボ亜目の直接の祖先にはなり得ない。

IX. ハナカゴ亜目の系統

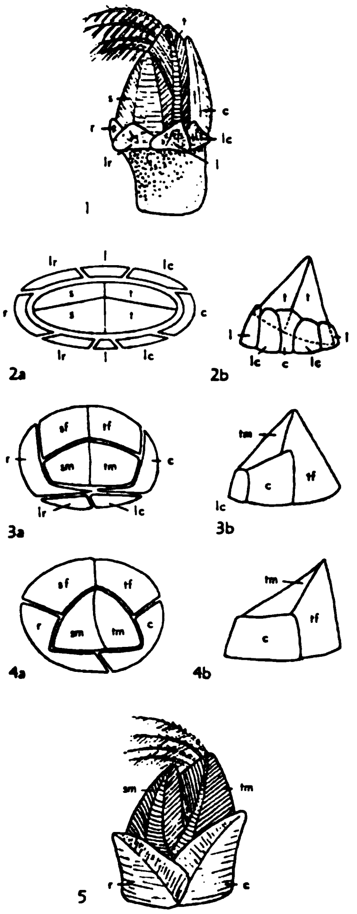
ハナカゴ亜目には一科ハナカゴ科 (上部白亜紀～現生)，三属 *Proverruca*〔上部白亜紀 (Turon.～U. Senon.)〕，*Eoverruca*〔上部白亜紀 (M. Senon.)〕，*Verruca*〔上部白亜紀 (Senon.)～現生〕(第14図) が知られる。それらは柄部を欠くだけでなく，左右非対称の構造を持つことで特徴づけられる。

これらのグループの系統は *Proverruca* や *Eoverruca* に見られる右側の2つの側板の欠損の段階から *Verruca* に見られる側板の完全な欠損へと発展していると考えられている (第15図)。そしてこのことはハナカゴ亜目が二対以上何対かの側板を左右対称に持った祖先型から進化したことを暗示する。NEWMAN ら (1969) はハナカゴ亜目の祖先型として形態的類似をもとに三対の側板を持った *Calantica* (*Paracalantica*)，*C.* (*Scillaelepas*)，*C.* (*Titanolepas*) のようなミョウガガイ科の生物を考えている (第15図)。

X. フジツボ亜目の系統

フジツボ亜目はイワフジツボ科 (Chthamalidae) とフジツボ科 (Balanidae) の二科よりなり，左右対

第15図　ハナカゴ亜目の進化（NEWMAN ら，1969より引用）。1．ハナカゴ亜目の仮想的な祖先(2)に類似の殻板配列を示すミョウガガイ科の *Calantica*，2．柄部を失い，左右非対称を示すハナカゴ亜目の仮想的な祖先型，3．一方の側板の欠損を示す絶滅した *Eoverruca* および *Proverruca* の殻板配列，4．側板が完全に失われた *Verruca*，5．*Verruca* の一般化した側面図，sf：固定楯板，tf：固定背板，sm：可動楯板，tm：可動背板，その他の記号は第16図参照。

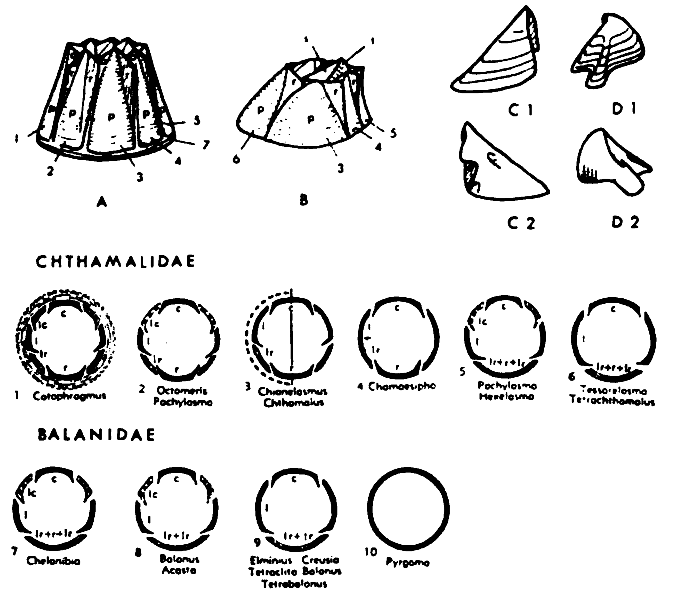


称で基本的には周殻を構成する8枚の殻板（峰板，嘴板，そして三対の側板），蓋板を構成する一対の楯板と背板，そして円形の殻底（base）を持つことで特徴づけられる（第16図）。

フジツボ亜目の最古の化石記録は上部白亜紀（U. Senon.）から得られたイワフジツボ科の *Catophragmus*（*Pachydiadema*）*cretaceum* WITHERS である（WITHERS, 1935）。DARWIN(1854a) や PILSBRY(1916) が指摘したように *Catophragmus*（第17-1図，現生）は周殻に8枚の殻板（第16-1図），その基部に多数の小殻板のとり巻き，明瞭な内面構造を欠く蓋板，そしてエボシガイ亜目と共通する尾状付属器（caudal appendage）と第三蔓脚を持つ。これらの特徴は *Pollicipes* や *Calantica*（*Scillaelepas*）のようなエボシガイ亜目のミョウガガイ科と共通しており，*Catophragmus* と *Pollicipes* や *Calantica* が共通の祖先から生じたと解釈されている。

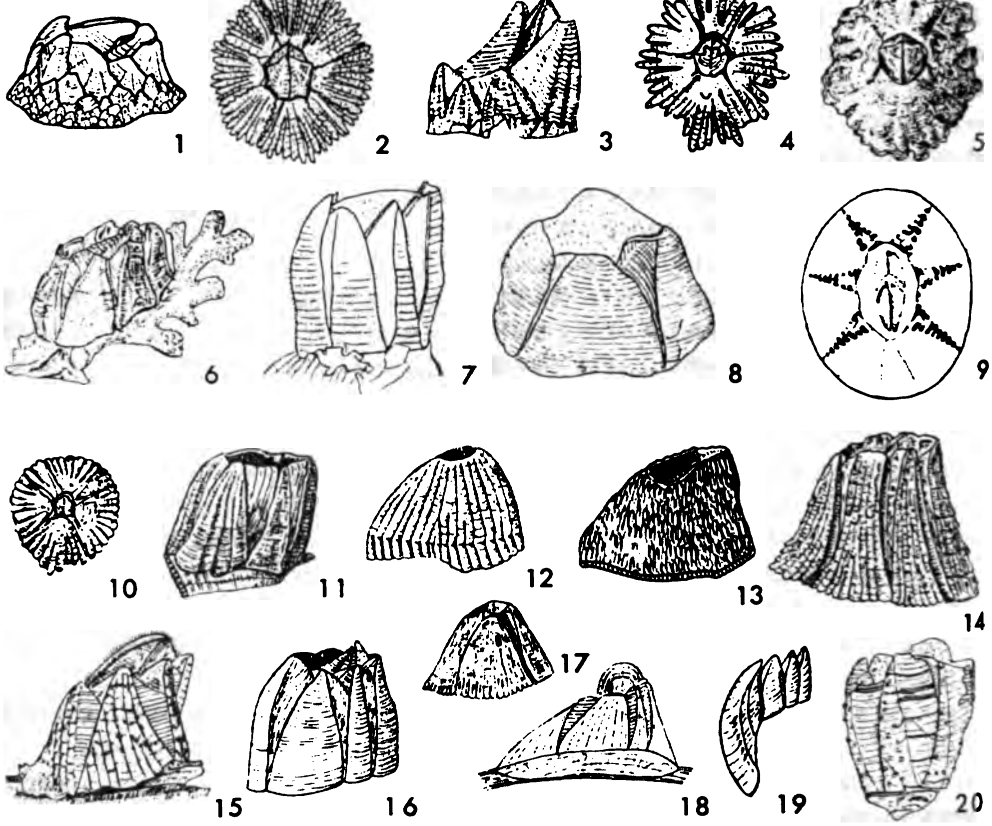
イワフジツボ科の化石は極めて少ないためこの科の系統に関する考察は主として現存するタクサの比較に基づいている。ZULLO (1963) はイワフジツボ科に *Catophragmus* のように8枚の殻板をもったものを祖先にし，周殻の殻板数の減少様式と摂食用器官としての大顎と第三蔓脚の変化によつて区別される二つの系統があることを指摘した。すなわち一つの系統は殻板の欠損による殻板数の減少と大顎の変化によって特徴づけられる。この系統では *Catophragmus* から *Octomeris*（第16-2，17-2図），*Chionelasmus*（第16-3，17-3図），*Chthamalus*（第16-3，17-4図），*Chamaesipho*（第16-4，17-5図）が別々に生じたと考えられている。もう一つの系統は殻板の融合による殻板数の減少と第三蔓脚の変化により特徴づけられる。この系統では *Octomeris* から *Pachylasma*（第16-5，17-6図）が，そして *Octomeris* または *Pachylasma* から *Hexelasma*（第16-5，17-7図）と *Tessarelasma*（第16-6，17-8図）が別々に生じたと考えられている（ZULLO, 1963；NEWMAN ら，1969）。WITHERS (1935) は *Pachylasma* 属中に嘴板と一対の嘴側板の分離した *Octomeris* に近いもの（*P. crinoidophilium*），外観では融合しているが，殻の内面には縫合線の見られるもの（*P. darwinianum*），および若い個体で分離しているが，成体では完全に融合する *Hexelasma* に近いもの（*P. giganteum*，第17-6図）が存在することを示した。

イワフジツボ科では嘴板を保持するが，フジツボ科では嘴板と一対の嘴側板が融合して複合嘴側板を作る。それゆえ *Pachylasma* のあるものと *Hexelasma* に見られる複合嘴側板，摂食用第三蔓脚，フジツボ科のような明瞭な内面構造をもつ蓋板の存在などは明らかにイワフジツボ科からフジツボ科への進化の可能性を示している。



第16図　フジツボ亜目の基本的な殻板構成（A. DARWIN, 1854a より引用, B-D. *Balanus* (*Balanus*) *amphitrite* DARWIN, 筆者原図)。イワフジツボ科およびフジツボ科の殻板配列（NEWMAN ら, 1969より引用）。p. 主壁, r. 輻部, a. 翼部, s. 楯板, t. 背板, 1. 嘴板, 2. 嘴側板, 3. 側板, 4. 峰側板, 5. 峰板, 6. 複合嘴板, 7. 殻底。*Pyrgoma* を *Boscia* に訂正する。

第 17 図



フジツボ科の最古の化石記録はヨーロッパや北アメリカの中～後期始新世からの *Solidobalanus* (ZULLO, 1960)（第17-15図，現生）と *Kathpalmeria* (ROSS, 1965) である。そしてフジツボの祖先は上記の特徴に加えてさらに均質 (solid) な殻板，特別に発達しない幅部 (radii)，均質な石灰質の殻底，はっきりした内面構造を持たない蓋板などのことがらによって特徴づけられた *Solidobalanus* に類似のものであったと推定されている (NEWMAN ら，1969)。

漸新世には均質な殻板を持つ *Notobalanus*（第17-10図，現生）の他に，殻板や幅部に中空な管（壁管，parietal または longitudinal tube）を持つ *Balanus*, *Magabalanus*（第17-11図，化石），*Tetraclita*（第17-13図，現生）などの属が知られる。それゆえ始新世から漸新世には殻の形態のかなり速い分化があったと考えられる。

WITHERS (1935) はフジツボ科で，周殻の殻板数の減少する進化を考えた。そしてまず周殻が8枚の *Chelonibia*（第16-7，17-9図）から嘴板を失って複合嘴側板となる周殻6枚の *Balanus*，次いで一対の峰側板を失い周殻が4枚の *Tetraclita*，そして最終的に周殻の殻板が完全に融合して1枚になった *Boscia*（第17-12図）という系統を示した。他方 NEWMAN ら (1969) は周殻の殻板数の減少だけでなく，殻板の壁管の出現，幅部や殻底の特徴，生息地の違いなどを考慮してフジツボ科に三つの系統を考えた。第一の系統では殻板や幅部に壁管を持つことによって特徴づけられる。この系統では *Balanus*, *Semibalanus*（第17-14図），*Megabalanus*, *Tetraclita* などが生じた。第二の系統では周殻は均質で，幅部も単純である。*Solidobalanus*, *Chirona*（第17-16図）などがこの仲間に入る。そして第三の系統では第二の系統と形態的には似ているが生息地は全く異なり，他の生物に共生している。この系統では *Armatobalanus*（第17-17図），*Conopea*（第17-18図），*Membranobalanus*（第17-19図），*Acasta*（第17-20図）などが生じた。

XI. フジツボ亜目の系統のまとめ

フジツボ亜目の中ではイワフジツボ科の *Catophragmus* のように周殻が峰板・峰側板・側板・嘴側板・嘴板より，そして蓋板が楯板・背板より成立つていることが最も原始的な特徴とみなされる。このような殻の基本的構成はエボシガイ亜目のミョウガガイ科の *Calantica* と共通する。またフジツボ亜目の殻成長の様式もミョウガガイ科のそれと一致し，エボシガイ亜目のエボシガイ科とは明らかに異なる。それゆえフジツボ亜目はミョウガガイ科から派生した後，ハナカゴ亜目やブラキレパドモルファ亜目と並んでそれ

第17図　イワフジツボ科およびフジツボ科の例。1. *Catophragmus* (*Catomerus*) *polymerus* (DARWIN), 2. *Octomeris brunnea* DARWIN, 3. *Chionelasma darwini* (PILSBRY), 4. *Chthamalus stellatus* (POLI), 5. *Chamaesipho columna* (SPENGLER), 6. *Pachplasma giganteum* (PHILIPPI), 7. *Hexelasma velutinum* HOKE, 8. *Tessarelasma pilsbryi* WITHERS, 9. *Chelonibia testudinaria* (LINNÉ), 10. *Notobalanus flosculus* (DARWIN), 11. *Megabalanus tintinnabulum* (LINNÉ), 12. *Boscia anglia* (SOWERBY), 13. *Tetraclita* (*T.*) *squamosa rubescens* DARWIN, 14. *Semibalanus cariosus* (PALLAS), 15. *Solidobalanus* (*S.*) *auricoma* (HOEK), 16. *Chirona* (*C.*) *hameri* (ASCANIUS), 17. *Armatobalanus* (*A.*) *quadrivittatus* (DARWIN), 18. *Conopea cymbiformis* (DARWIN), 19. *Membranobalanus declivis* (DARWIN), 20. *Acasta* sp. 1 : WITHERS (1935) より引用。2, 4, 5, 6, 10, 11, 14, 16, 17, 19 : DARWIN (1854a) を，3 : WITHERS (1935) を，7 : HOEK (1913) を，8 : WITHERS (1936) を，11 : DARWIN (1854b) を，12 : WITHERS (1926) を，14 : BROCH (1922) を，18 : BROCH (1931) を NEWMAN ら (1969) より引用。9, 20 : NEWMAN ら (1969) より引用。

ぞれ独自の系統を歩んだと考えられる。

フジツボ亜目では，イワフジツボ科の主たる系統は嘴板を保持し，他方フジツボ科は嘴板を失って複合板を得る系統を進んでいる。イワフジツボ科の一つの系統では *Octomeris* から生じたと考えられる *Pachylasma*, *Hexelasma* や *Tessarelasma* にフジツボ科型の嘴板を失う傾向が見られ，フジツボ科がイワフジツボ科から派生したことを暗示する。フジツボ科では *Solidobalanus* 様のものからの漸新世における急速な分化が特徴的である。この仲間は進化の歴史の初期に分化して以来特に目立った形態的変化をしなかったらしく，日本の化石フジツボの *Solidobalanus* (*Hesperibalanus*) *hesperius* や *Balanus* (*B.*) *crenatus* でも中新世前期以降特別な形態的変化は認められない（YAMAGUCHI, 1977)。

XII. 蔓脚類の系統のまとめ

蔓脚類の五つの目のうち一つの嚢胸目に見られる蔓脚類に基本的な体節構造（体制）は Maxillopoda の他の仲間，橈脚類 (Copepoda)，鰓尾類 (Branchiura)，ヒゲエビ類 (Mystacocarida) と蔓脚類との類縁性を示している。おそらく蔓脚類は自由游泳性の Maxillopoda から生じたのであろう。完胸目と尖胸目は嚢胸目とは異なった系統をたどり固着生活に適応した。他方根頭目は寄生生活に適応して形態的変形が著しい。しかし痕跡的に残された形態的特徴は根頭目が完胸目に近縁であることを示し，完胸目中で原始的な性質を備えたエボシガイ亜目から派生したと考えられている。無脚目は DARWIN の記載以後発見されたことがなく，また橈脚類または軟甲類とする見解もありその系統は判らない。

蔓脚類の化石記録は完胸目に関しては豊富でその系統がかなりよくわかる。尖胸目は石灰質の殻を持たぬため石灰質物質に穿孔した穴だけが知られているが，穴の形態に基づいた分類が提案されているにすぎず，穴に基づく分類と現生の生体に基づく分類との関係すら明白でない。嚢胸目は極めて少数の化石しか知られず，根頭目の化石はまだ見つかっていない。

この小論では，系統の議論の集中した完胸目の系統について検討を試みた。完胸目の四つの亜目のうちエボシガイ亜目が一番原始的で，残り三亜目はエボシガイ亜目から別々に派生したとする見解は完全に受入れられる。しかしエボシガイ亜目の二つの大きな科，エボシガイ科とミョウガガイ科に関しては，古く DARWIN や WITHERS らによるミョウガガイ科を原始的とする見解と，BROCH のミョウガガイ科とエボシガイ科とがそれらの共通の祖先から派生したとする見解の対立であった。

神経系の構造や石炭紀のエボシガイ科様の化石 *Praelepas* の存在は NEWMAN らが指摘したようにエボシガイ科がミョウガガイ科よりも原始的であるとの解釈を支持しており，またシルル紀の化石 *Cyprilepas* の存在はエボシガイ科様の蔓脚類の出現以前にシプリス幼生様の段階があったことを暗示している。

小論を閉じるにあたり有益な助言をいただいた京都大学名誉教授内海冨士夫博士，東京大学理学部花井哲郎教授，鎮西清高助教授，小沢智生博士，東京大学総合研究資料館速水格助教授，熊本大学理学部岩崎泰頴助教授，静岡大学理学部池谷仙之助教授をはじめ古生物ゼミナール参加の諸兄に深謝の意を表する。

引用文献

BISCHOFF, G. C. O. (1976) : *Dailyatia*, a new genus of Tommotiidae from Cambrian strata of SE. Australia (Crustacea, Cirripedia). *Senckenabrg. Lethaea*, **57** : 1–33.

BROCH, Hj. (1922) : Papers from Dr. Th. MORTENSEN'S Pacific expedition, 1914–1916. X. Studies on Pacific cirripeds. *Vidensk. Med. Dansk. Naturh. Foren.*, **73** : 358pp.

——(1931) : Indomalayan Cirripedia. *Vidensk. Medd. Dansk. Naturh. Foren.*, **91** : 146pp.

CHERNYSHEV, B. I. (1931) : Cirripedien aus dem Bassin des Donez und von Kusnetsk. *Zool. Anz.*, **92** : 26–28.

CLAUS, C. (1895) : Über die Maxillarfüsse der Copepoden und die morphologische Deutung der Cirripedien-Gliedmassen. *Arb. zool. Inst., Wien*, **11** : 49–64. を内海 (1965) より引用.

CORNWALL, I. E. (1953) : The central nervous system of barnacles (Cirripedia). *Jour. Fish.*

Res. Bd. Canada, **10** : 76-84.

DAHL, E. (1956) : Some crustacean relationships. In WINGSTRAND, K. G. (ed.), Bertil HANSTRÖM : Zool. papers in honour of his sixtyfifth birthday, Lund Zool. Inst., 138-147. を NEWMAN, W. A., V. A. ZULLO and T. H. WITHERS (1969) より引用.

——(1963) : Main evolutionary lines among recent crustacea. In WHITTINGTON H. B. & W. D. I. ROLFE (eds.), Phylogeny and Evolution of Crustacea. Spec. Publ., Mus. Compar. Zool., Cambridge, Mass., 1-15.

DARWIN, Ch. (1851a) : A monograph on the subclass Cirripedia with figures of all the species. The Lepadidae; or pedunculated cirripeds. Ray Soc. Publ. (London), 400pp.

——(1851b) : A monograph on the fossil Lepadidae, or, pedunculated cirripedes of Great Britain. *Paleont. Soc., Mem.*, 88pp.

——(1854a) : A monograph on the subclass Cirripedia, with figures of all the species. Ray Soc. Publ. (London), 684pp.

——(1854b) : A monograph on the fossil Balanidae and Verrucidae of Great Britain. *Paleont. Soc., Mem.*, 44pp.

GRUVEL, A. (1863) : Sur l'armature buccale et une nouvelle glande digestive des Cirrhipèdes. *C. R. Ac. Sci., Paris*, **117** : 804-806.

——(1905) : Monographie des cirrhipèdes ou thécostracés. Masson et Cie (Paris), 472pp.

HIRO F. (1933) : Notes on two interesting pedunculate cirripeds, *Malacolepas conchicola* n. gen. et sp. and *Koleolepas avis* (HIRO), with remarks on their systematic positions. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Imp. Univ., ser. B*, **8** : 233-247.

弘富士夫(1937) : 完胸目 I (有柄類). 日本動物分類, **9** : 116pp.

HOEK, P. P. C. (1883) : Report on the Cirripedia collected by H. M. S. Challenger during the years 1873-76. *Rept. Sci. Results Explor. Voyage H. M. S. Challenger, Zool.*, **8** : 169pp.

——(1907) : The Cirripedia of the Siboga-Expedition, *Siboga-Expeditie, Mon.*, **31a** : 127pp.

——(1913) : The Cirripedia of the Siboga Expedition. B. Cirripedia Sessilia. *Siboga-Expeditie, Mon.*, **31b** : 129-275.

KRÜGER, P. (1920) : Studien an Cirripedien I. *Zeitshr. Indukt. Abstammung, Vererbungs.*, **24** : 105-158.

——(1940) : Ascothoracida. *In* Bronns, H. G. (ed.), *Klassen und Ordungen des Tierreichs*, **5** : 1-5 (Leipzig).

MADSEN, N. and T. WOLFF (1965) : Evidence of Ascothoracica (parasitic cirripedes) in Upper Cretaceous. *Medd. Dansk. Geol. Foren.*, **115** : 556-558.

MARCK, L. and E. L. YOCHELSON (1976) : Aspects of the biology of *Hyolitha* (Mollusca). *Lethaia*, **9** : 65-82.

NEWMAN, W. A. and A. ROSS (1976) : Revision of the balanomorph barnacles; including a catalog of the species. *Mem. San Diego Soc. Nat. Hist.*, **9** : 108pp.

——, V. A. ZULLO and T. H. WITHERS (1969) : Cirripedia. *In* MOORE R. C. (ed.) Treatise on Invertebrate Paleontology, (R) Arthropoda 4(1) : 206-295, Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas.

NILSSON-CANTELL, C. A. (1921) : Cirripedien Studien. Zur Kenntnis der Biologie, Anatomie und Systematik dieser Gruppe. *Zool. Bidrag. Uppsala*, **7** : 75-390.

——(1934) : Cirripeds from the Malay Archipelago in the Zoological Museum of Amsterdam. *Zool. Meded. Rijks Mus. Nat. Hist. Leiden*, **17** : 31-63.

PILSBRY, H. A. (1907) : The barnacles (Cirripedia) contained in the collections of the U. S. National Museum. *U. S. Natl. Mus., Bull.*, **60** : 122pp.

——(1916) : The barnacles (Cirripedia) contained in the collections of the U. S. National Museum : including a monograph of the American species. *U. S. Natl. Mus., Bull.*, **93** : 366pp.

ROSS, A. (1965) : A new cirriped from the Eocene of Georgia. *Quart. Jour. Florida Acad. Sci.*, **28** : 59-67.

RUNNEGAR, B., J. POJET, N. J. MORRIS, J. D. TAYLOR, M. E. TAYLOR and G. MCCLUNG

(1975) : Biology of the *Hyolitha*. *Lethaia*, **8** : 181-191.

RUNNSTRÖM, S. (1926) : Über die Plattenentwicklung von *Verruca strömia* O. F. MÜLLER. *Bergen Mus., Aarb.*, **3** : 1-10.

SCHRAM, F. R. (1975) : A pennsylvanian lepadomorph barnacle from the Mazon Creek area. Illinois. *Jour. Paleont.*, **49** : 928-930.

SHIINO, S. M. (1943) : Rhizocephala of Japan. *Jour. Sigenkagaku Kenkyusyo* (Res. Inst. Nat. Res.), **1** : 1-36.

SWELL, S. B. S. (1926) : A study of *Lithotrya nicobarica* REINHARDT. *Rec. Ind. Mus.*, **28** : 269-330.

TOMLINSON, J. T. (1936) : Acrothoracican barnacles in Paleozoic Myalinids. *Jour. Paleont.*, **37** : 164-166.

内海冨士夫(1965)：蔓脚亜綱 (Cirripedia) 概説；嚢胸亜綱 (Ascothoracica) 概説，岡田要ら編，新日本動物図鑑，中，505-518；519-520，北隆館.

VOIGHT, E. (1959) : *Endosacculus moltkiae* n. g., n. sp., ein vermultlicher fossiler Ascothoracide (Entomost.) als Cystenbildner bei der Oktokoralle *Moltkia minuta*. *Palaont. Zeitschr.*, **33** : 211-223.

WAGIN, V. L. (1937) : Die Stellung der Ascothoracida ord. nov. (Cirripedia, Ascothoracica GRUVEL, 1905) in System der Entomostraca. *Acad. Sci. U. S. S. R., Comptes Rendus*, **15** : 273-278.

——(1946) : *Ascothorax ophictenis* and the position of Ascothoracida WAGIN in the System of the Entomostraca. *Acta. Zool. Stockholm*, **27** : 155-267.

WILLS, L. J. (1962) : A pedunculate cirripede from the Upper Silurian of Oesel, Esthonia. *Nature*, **194** : 567.

——(1963) : *Cyprilepas holmi* WILLS 1962, a pedunculate cirripede from the Upper Silurian of Oesel, Esthonia. *Palaeont.*, **6** : 161-165.

WITHERS, T. H. (1926) : Catalogue of the Machaeridia (*Turrilepas* and its allies) in the department of Geology. Brit. Mus. (Nat. Hist.) (London), 99pp.

——(1928) : Catalogue of fossil Cirripedia in the department of Geology. I. Triassic and Jurassic. Brit. Mus. (Nat. Hist.) (London), 154pp.

——(1935) : Catalogue of fossil Cirripedia in the department of Geology. II. Cretaceous. Brit. Mus. (Nat. Hist.) (London), 534pp.

——(1936) : Miocene cirripeds (*Scalpellum* and *Tessarelasma* n. g.) from India. *Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 10*, 18 : 589-598.

——(1953) : Catalogue of fossil Cirripedia in the department of Geology. III. Tertiary. Brit. Mus. (Nat. Hist.) (London), 396pp.

YAMAGUCHI, T. (1977) : Taxonomic studies on some fossil and Recent Japanese Balanoidea (part 2). *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, n. s.*, no. 108 (印刷中).

ZULLO, V. A. (1960) : Eocene species of the Genus *Balanus* (Cirripedia). *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71 : 2084.

——(1963) : A classification and phylogeny of the Chthamalidae (Cirripedia : Thoracica). Proc. XIV Intern. Congr. Zool. Washington, 190.

(1977年3月28日受理)

三浦半島宮田台地の第四系

奥村　清* 吉田晴彦** 加藤邦宣***

Über das Quatär-System des Miyada-Gebietes der Miura-Halbinsel, Zentral-Japan.

Kiyoshi OKUMURA*, Haruhiko YOSHIDA** and Kuniyoshi KATO***

Auszug

Im Miyada-Gebiet, südlichen Teil der Miura-Halbinsel, überlagert die Pleistozän Miyada Formation ungleichförmig auf den Pliozän Formationen und ist ungleichförmig bedeckt von der jüngeren Pleistozän Obaradai Geröll Formation und von der Misaki Geröll Formation.

Die Miyada Formation ist lithostratigraphisch unterteilt in die folgenden fünf Schichtenreihen (in absteigender Reihenfolge): Itchyoda Sand, Shaana Pyroklastischer Sand und Geröll, Koenbo Sand, Tsukuihama Sand und Geröll und Sugaruya Sand (Abb. 5).

Die Sugaruya Sand Schichtenreihe besteht aus fein- bis mittelkörnigem Sand, teilweise auch aus Geröll. Die Tsukuihama Sand und Geröll Schichtenreihe besteht aus körnchen- bis kieselsteingroßem Geröll und grobkörnigem Sand.

Diese beiden Schichtenreihen sind im nördlichen Teil dieses Gebietes verbreitet und haben die Tendenz nach E-W zu streichen sowie eine Neigung nach S mit einem Winkel von 3–8°, jedoch zeigt sich eher eine starke Neigung (18°) im nordöstlichen Teil des Geländes dieser Schichtenreihen (Abb. 8). Die Koenbo Sand Schichtenreihe setzt sich aus mittel- bis feinkörnigem Sand zusammen, die Shaana Pyroklastischer Sand und Geröll Schichtenreihe besteht aus Sand, gemischt mit vulkanischer Schlacke, Bimsstein und vulkanischer Asche, und die Itchyoda Sand Schichtenreihe besteht aus schlammigem Sand.

Diese drei Schichtenreihen, verbreitet im zentralen und südlichen Teil dieses Gebietes, zeigen eine mäßigere Neigung als jene im unteren Teil der Miyada Formation, welche sich im nördlichen Teil dieses Gebietes ausbreitet, und weisen eine leichte Faltenstruktur auf, welche eine Faltenachse mit N-S Tendenz hat (Abb. 8).

Wie bereits oben erwähnt, zeigt die Miyada Formation im ganzen eine Backenstruktur auf.

Wie aus dem Ergebnis der Bohrlöcher geschlossen ist und die Topographie unter der Miyada Formation zeigt, befinden sich dort eingegrabene Täler, die nach Osten abfließen (Abb. 11). Das Hauptttal dieser eingegrabenen Täler schnitt in der Nähe der Tsukuihama

* 神奈川県立教育センター Ausbildungs-Zentrum der Präfektur Kanagawa
** 川崎市立川中島中学校 Kawanakajima Mittelschule der Stadt Kawasaki
*** 神奈川県中井町立中村小学校 Nakamura Grundschule, Kanagawa-Präfektur

Station bis zu 50 Meter tief unter den Meeresspiegel ein.

Deshalb scheint es, daß die Sedimentation der Miyada Formation nach dem stärksten Absinken des Meeresspiegels in der Eiszeit stattgefunden hat.

Die Aufschüttungsebene der Misaki Geröll Formation neigt nach Süden (Abb. 12); dies scheint das Ergebnis der Krustenbewegung zu sein.

Die Art und Weise der Höhenlinien, welche die Höhe der Aufschüttungsebene der Misaki Geröll Formation zeigt (Abb. 12), steht fast im Einklang mit den Linien, die die Tendenz des Streichens haben (Abb. 8). Demzufolge erscheint es, daß die Struktur des Talbeckens der Miyada Formation während der Ablagerung geformt wurde und sich gleichzeitig daraufhin auch die Grundfelsen gefaltet wurden.

Mit Ausnahme von der Koenbo Sand Schichtenreihe werden von fast allen Schichtenreihen der Miyada Formation Fossil-Weichtiere gesammelt. Der größte Teil aller Arten dieser Fauna erstreckt sich auf Gebiete von Warmwasserzonen bis zu gemäßigten Zonen.

Arten der Fauna *Glycymeris yessoensis*, *Astarte hakodatensis*, *Diplodonta usta*, *Spisula sachalinensis*, *Potamocorbula amurensis* usw., kommen jedoch nur in Gebieten nördlich der Breite N 35° vor.

Die Haupt-Schichtenreihen dieser Fauna sind ehermalige Bewohner der tiefen Gewässer. Diese Fauna scheint die subneritischen oder bathyneritischen Zone zu vertreten.

I. まえがき

宮田台地は三浦半島の南部に位置し，その北縁は武山断層（大塚, 1935）により，南縁は南下浦断層（杉村, 1964）によってそれぞれその周辺地域と接しており，東西・南北おのおの約 4 km のひろがりをもつ。

本地域に分布する第四系に対して宮田層という名称を与えたのは青木（1925）で，池辺（1931）は青木の宮田層を 2 分して，下位を狭義の宮田層，上位を大木根層としその間に不整合を考えた。1949年，藤田至則・鈴木好一の調査により上記不整合のないことが明らかにされたので，藤田（1951）は宮田層なる名称の再提起を行った。藤田（1951）は宮田層を下位から順に a_1, a_2,‥‥a_6 に細分し，北部地域においては宮田層の下部のみが，中・南部においてはその上部のみが見られることなどから，宮田層を堆積させた沈降運動はまず北部地域にはじまり，漸次南部地域に移動したものであると推論した。宮田層は小池（1951）によって宮田累層としても取扱われている。

樋口（1954）は有孔虫化石群から宮田層を陸地に近い外洋性の東方に開いた浅海の堆積物であるとし，堆積当時の海水温は現在の三浦半島付近とほとんど同じかやや寒冷であるとした。1956年，三浦半島の地質を調査した赤嶺らは，宮田層を相模層群の一層としたが，これについての詳しい記載はしていない。

牧野（1960）は宮田層の堆積環境はやや深く，潮通しのよいところから次第に浅い内湾性の場所に移行したと考えられるとのべ，宮田層の化石群集の内容は長沼層のそれにくらべて親潮要素に富んでいるが時代は長沼層に近いものであるとした。

横須賀市教育委員会は津久井浜駅付近に発見された大規模な含化石層について総合的な検討を行った。その中で新井ほか（1971）は斜交葉理から推定される堆積物の供給源の方向は SSW であること，地層の走向が WNW で SW へ 5～6° 傾いているが，これは堆積物の original dip の方向とは逆であることを指摘し，地層が地盤運動の影響で二次的に傾いていると考えた。江藤（1971）は有孔虫化石の保存度を定

量的に考察し，有孔虫化石群の内容が凝灰質の部分を境いにして異なるとのべた。堀越・小菅（1971）は大型化石群集中には親潮系冷水種と黒潮系暖水種とが共存し，前者には上部浅海帯のものが，後者には下部浅海帯のものが多く，現在の鹿島灘付近に相当する海況であったとのべた。蟹江（1971）は本化石層から多産する化石には磨滅したものが多く，二次的化石層とも考えられるとし，津久井浜付近の地層が藤田（1951）の最下位層 a_1 ではなく，最上位層の可能性があると論じた。

蟹江ら（1973）は宮田層について新しい区分を提唱している。また岡ら（1974）は宮田層の上位に小原台砂礫岩層（走水団研グループ，1965），三崎砂礫層（町田，1970）ののることを認め，段丘変形から地盤運動の性格について論じている。松島（1976）は新しい南下浦断層の露頭について報じている。

宮田層の年代および対比についてはいまのところ意見の一致をみていないが，鮮新洪積世前期から更新世中期にいたる間の地層であることに疑問の余地がないと考えられている（生越，1953）。

以上がこれまでの当地域の研究の大要である。

筆者らは1975年から1976年にかけて当地域の第四系——とくに宮田累層の層序を明らかにすることを第1の目的に調査を行った(図1)結果，2・3の新知見を得たのでここに報告する。

この研究を進めるにあたり，終始ご指導くださった筑波大学・東京教育大学菅野三郎教授に深甚の謝意を表す。研究の過程において有意義な助言をいただいた横浜国立大学見上敬三教授および宮田累層研究の糸ぐちをつけてくださった防衛大学校寿円晋吾教授に感謝申しあげる。

さらに未公開の資料を快く提供された横須賀市博物館蟹江康光氏，千代田さく泉株式会社朝倉一悦氏，京浜急行工務部遠藤幸男氏，同建設部木下正秋氏，三浦市初声農協土地改良区理事長伊藤甚三氏に対して感謝申しあげる。この研究の一部には文部省科学研究費を使用した。関係のかたがたに深くお礼を申しあげる。

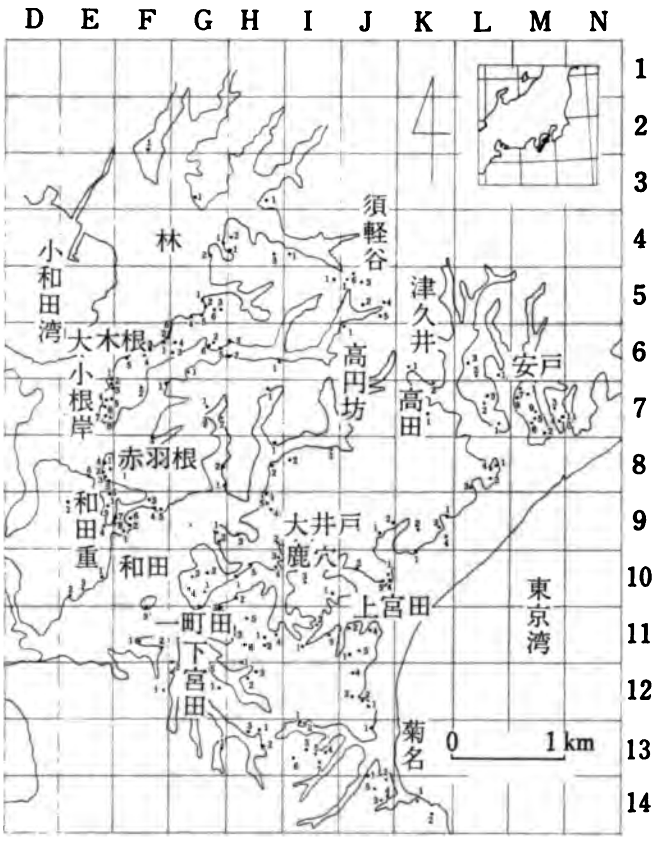


図1　露頭地点および地名索引図

II. 層　序

筆者らは岩相，層位関係から宮田累層を5部層に区分した。すなわち，下位から須軽谷砂部層，津久井浜砂礫部層，高円坊砂部層，鹿穴(しゃあな)凝灰質砂部層および一町田(いっちょうだ)砂部層である。

これらを従来の区分と比較したものが表1である。これらのほかに蟹江ら（1973）の区分があるが，筆

表 1　主な層序区分の比較

赤嶺ら (1956)	藤田 (1951)		岡ら (1974)	本　論　文	
			関東ローム層	関東ローム層	
			三崎砂礫層	三崎砂礫層	
			小原台砂礫層	小原台砂礫層	
宮田層	宮田層	a_6		宮田累層	一町田砂部層
		a_5			鹿穴凝灰質砂部層
		a_4			高円坊砂部層
		a_3			津久井浜砂礫部層
		a_2			須軽谷砂部層
		a_1			
林凝灰角礫岩層	金田層			林凝灰角礫岩層，初声凝灰角礫岩及び砂岩，葉山層群	
初声凝灰角礫岩及び砂岩					

者らの区分との対応が十分明らかではないので，この表からは割愛した。各部層を定義すると次のとおりである。

1．宮田累層

青木(1925)，藤田(1951)らの宮田層に同じ。

(1)　須軽谷砂部層

藤田 (1951) の a_1 および a_2 にほぼ相当する。

〔模式地〕 横須賀市須軽谷地区，5J6（図1，以下図の番号は省略する）から南南西1km の地点までの地域。

〔岩　相〕 下限付近に赤褐色，小礫まじりの粗粒砂層がみられるが，これを除くと多量の雲母を含み，黄褐色，無層理の中～細粒砂層を主体とする。砂粒はよく水磨され，砂粒の間にはシルトが充塡し，よくしまっている。古い露頭の表面では褐鉄鉱がこまかく葉理状に入るところがある。本部層の岩相は側方へかなり激しく変化する。

4H3の露頭では，下限から上方約7m までは黒褐色のよくしまった凝灰質の粗粒の砂層からなり，この中には長径5cm のシルト礫，古生層起源の円礫および貝化石を多量に含んでいる。また，側方へよく連続する数枚の軽石層を挾在し，そのうちの1～2層は造岩鉱物として普通角閃石，酸化角閃石，紫蘇輝石などを含む特徴的な軽石からなっている。この凝灰質砂層の上位には，厚さ約3m の礫層（部分的に泥炭を含むところがある）が，さらにその上位には厚さ約5m の斜交葉理の発達した砂層がある。この砂層には葉理にそって多数の小型の二枚貝を産出する。

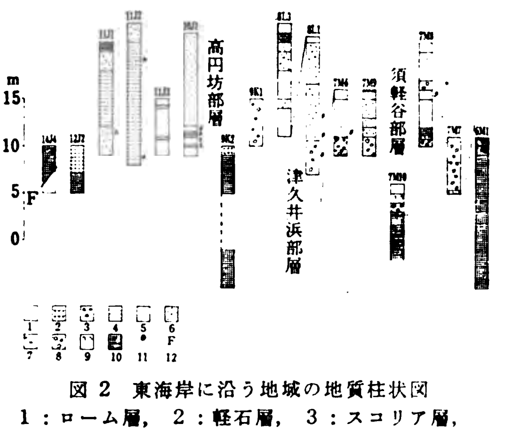


図 2　東海岸に沿う地域の地質柱状図
1：ローム層，2：軽石層，3：スコリア層，4：シルト層，5：中粒砂層，6：粗粒砂層，7：細粒砂層，8：砂礫層，9：クラック帯，10：基盤，11：貝化石，12：断層

安戸地区の7M1～10には，本部層の下限付近に厚さ数mの礫に富む部分がみられる(図2)。この礫は最大長径7cm，最多礫は長径0.5～1cm大で，礫間は粗粒砂によって充塡され未固結である。ここに見られる礫は一般に下部ほど粒度が大きい。礫種は古生層起源の円礫，三浦層群起源のシルト岩の角礫などからなる。

高田地区（7K2）では未固結の緑色を帯びた黄褐色の中粒砂からなり，きわめて淘汰がよく無層

理である。

大木根付近（6F5）では厚さ20～150cmの白褐色の細粒砂層と厚さ２～５cm のシルト質細粒砂層との互層がみられる。

模式地ではほぼ東西の走向をもち，南へ３～7°傾く。安戸ではN50°W, 10°S；高田ではN45°W, 4°S；大木根ではE-W, 6°Sのそれぞれ走向・傾斜を示し，宮田累層堆積盆の地形に調和的である（図８）。

〔層　厚〕 約90m.

〔分　布〕 小根岸から須軽谷を経て安戸に至る宮田台地北縁一帯。

〔層位関係〕 下位の第三系に不整合である。この関係は7M11，6F1，２（図４）などで観察される。また，この不整合は6L1，4H3，6G6，6F2の近くを通ることが推定できる。

〔古生物〕 4H3からは多数の次の貝化石を産出する。*Acmaea pallida*, *Suchium costatum*, *Limopsis crenata*, *Glycymeris vestita*, *G. pilsbryi*, *Arca boucardi miyatensis*, *Pecten albicans*, *Crassostrea gigas*, *Tapes japonica*, *Spisula sachalinensis*.

これらの多くは潮間帯または上浅海帯に生息するものである。

（2） 津久井浜砂礫部層

藤田（1951）の a_3 の１部に相当する。

〔模式地〕 京浜急行津久井浜駅北北西約150m にある飯島鉄工場うらの崖（8L1）。

〔岩　相〕 黒色を呈する細礫および粗～中粒砂層を主体とする。貝化石を多数含む。細礫は水磨されたスコリア，軽石および古生層起源のものが多く，三浦層群起源のシルト礫も若干含んでいる。未固結である。

模式地における本部層は岩相上，下・中・上部に細分することができる(図２)。

下部は２m 以上の厚さがあり，シルトを含む褐色の粗粒砂からなり，直径２～３mm 大のスコリアおよび古生層起源の円礫を混じえる化石を多く含むが，

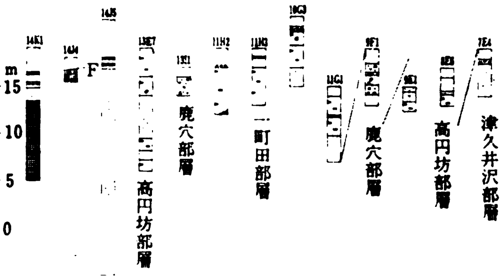


図３　南縁地域の地質柱状図

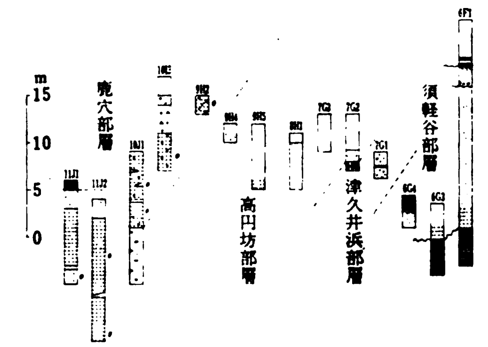


図４　中部地域の地質柱状図



図５　宮田台地の地質図
１：基盤，２：林凝灰質砂礫岩層，３：須軽谷砂部層（礫に富む部分），４：須軽谷砂部層，５：津久井浜砂礫部層，６：高円坊砂部層，７：鹿穴凝灰質砂部層，８：一町田部層，９：沖積層

破片が多く *Pecten* などの大型貝化石は稀にしか含まない。

中部は約6ｍ の厚さをもち，淘汰のわるい灰褐色のスコリア質砂礫層からなり，化石が密集している。*Patinopecten tokyoensis*, *Pecten albicans* などの大型の貝化石を多数含む。これらの貝化石の多くは殻の内側を下に向けて堆積している。この層の上部は化石の含有量が激減して上部にかわる。

上部は厚さ5ｍ 前後で，黒色スコリア質の粗～中粒砂からなり，斜交葉理の発達が著しい。

本部層はところによって岩相に若干のちがいがある。

小根岸東方約1km にある小谷の谷底（7G1～2，図4）では黒褐色を呈し，スコリアや軽石を含む凝灰質の砂からなる本部層がみられ，古生層起源の円礫やシルト礫などを伴っている。化石の印象を含むがその数は多くない。

小根岸（7E1～8）では茶褐色ないし黒褐色を呈する凝灰質の粗粒砂からなり(図3)，層理の発達がわるく全体的にかたくしまっている。多数の貝化石が含まれるが，これらは現地性のものが多く，散在型の産状を示す。

模式地での本部層は，走向 N60°W，傾斜5°S である。また，小根岸東方の小谷 7G1～2 では走向N75°W，傾斜7°S，小根岸 7E1～8 では走向N50°W，傾斜1～2°S を示し，宮田累層堆積盆の地形に調和的である(図8)。

〔層　厚〕 15m 以上。

〔分　布〕 模式地から隠田を経て小根岸に分布する。

〔層位関係〕 模式地では下位層との層序関係を見ることはできないが，本部層の分布のようすなどから下位の須軽谷砂部層とは整合と考えられる。

〔古生物〕 模式地では多数の貝化石を産出するがその主なものは下記の通りである。

Acmaea pallida, *Homalopoma amussitatum*, *H. granuliferum*, *Turrifella nipponica miyata*, *Cryptonatica janthostomoides*, *Mitrella bicincta*, *Ringicula doriaris*, *Dentalium septentrionale*, *Limopsis crenata*, *L. tokaiensis*, *Glycymeris yessoensis*, *Porterius dalli obliquatus*, *Arca boucardi miyatensis*, *Pecten albicaus*, *Patinopecten tokyoensis*, *Venericardia ferruginea*, *Lucinoma concentricum* などである。

これらの大部分は上浅海帯から亜浅海帯に生息するものである。このほか，

Puncturella nobilis, *Trophonopsis tenuisculptus*, *Propebela yokoyamai*, *Limatula vladiostokensis*, *Clinocardium californiense*, *Mercenaria stimpsoni*, *Protothaca adamsi*, *Spisula sachali nensis*, *Potamocorbula amurensis*

など親潮型冷水種を多く含んでいることが注目される。

（3） 高円坊砂部層

藤田（1951）の a_3 および a_4 のそれぞれ一部に相当する。

〔模式地〕 三浦市高円坊から同大井戸までの地域。

〔岩　層〕 黄褐色を呈する中～細粒砂層を主体とする。直径2cm の黄白色の軽石が散在するところがあるが，全体的には淘汰がよく，層理はほとんど発達せず未固結である。砂層中には多量の雲母片を含むが，他の有色鉱物の含有比は小さい。

比較的岩相変化に乏しいが，細田地区の南部（9H1）では風化して粘土化した軽石の薄層が数枚含まれているのが見られる。この軽石には造岩鉱物として斜長石，黒雲母，角閃石，石英などが含まれる。

菊名では中粒砂層とシルト質砂層との互層をなす。ところによって貝化石の印象を示すところがあるがその数は少ない。

模式地ではN45°W～E-Wの走向をもち，南へ2～6°傾く。菊名地区の海岸寄りでは走向 N-S，東へ1～8°傾き，稲荷小路寄りでは西へ6°傾くところがある。

〔構　造〕 模式地の近くでは NS 方向の軸をもつゆるい角度の向斜構造が，また，菊名地区では NS 方向の軸をもつゆるい角度の背斜構造が認められる(図8)。

〔層　厚〕 約53m。

〔分　布〕 模式地から西にのび一，坪，赤羽根，森．のちに東にのびて津久井浜駅西方台地および菊名に分布する。

〔層位関係〕 下位の津久井浜砂礫部層とは整合である。この関係は8L1，8L3，7G2(図2，4)などで推定できる。

〔古生物〕 貝化石はほとんど産出しない。

（4） 鹿穴凝灰質砂部層

藤田 (1951) の a_5 の一部に相当する。

〔模式地〕 三浦市鹿穴から同市道場（上宮田小学校校庭）にかけての地域。

〔岩　相〕 黒灰褐色を呈し，黒層理のよくしまった凝灰質の砂層を主体とする。この砂層はほとんど水磨されていない黒色の粗砂，直径0.5～1cm 大のスコリア，稀に直径3cm 大に達する軽石およびそれらの間隙を充塡する凝灰質のシルトからなる。本層中には多数の貝化石を含む。化石は吹寄せ状に堆積しているが，化石の並びかたに方向性は認められない。化石の半数はほとんど破損していない。

本部層はところによってやや岩相を異にし，比較的下部のみられる来福寺付近（10H3，4；9H2）ではやや層理の発達がみられ，*Fulgoraria kamakurensis*, *Patinopecten tokyoensis* などの化石が散在する非常にしまった黒褐色凝灰質のシルト質砂層からなる。

本部層の上部がみられる和田の里（9E4）などでは化石が密集するややしまった黒褐色無層理の凝灰質シルト質砂層からなり，ところによってはスコリアや軽石のきわめて卓越するところもある（9F1，図3）。また同じく本部層の上部がみられる三浦海岸駅周辺ではシルト層と砂層との互層をなし(10J1，図2)，砂層の部分から貝化石を多産する(図6)。

本層はゆるく西に傾斜する。その傾斜角は6°以内のことが多い。

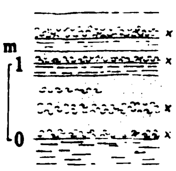


図6　三浦海岸駅付近における鹿穴部層の貝化石の産状，×は含化石層を示す

〔層　厚〕 20～25m

〔分　布〕 本部層は模式地をはじめ，小谷戸，内田，和田の里，神田，飯森，稲荷小路，三浦海岸駅北方に分布する。

〔層位関係〕 下位の高円坊砂部層とは整合である。この関係は10J1（図4）などで観察できる。

〔古生物〕 本部層は各所から貝化石を産出する。

9E4からは次の種を多産する。

Homalopoma amussitatum, *Limopsis adamsiana*, *Patinopecten tokyoensis*, *Anomia cytaeum*, *Diplodonta usta*, *Pillucina striata*, *Caryocorbula venusta*.

9F3からは次の種を多産する。

Homalopoma amussitatum, *Crassatella nana*, *Diplodonta usta*, *Pillucina striata*.

10F1からは次の種を多産する。

Acmaea pallida, *Homalopoma amussitatum*, *Nassarius caelatus*, *Dentalium septentrionale*, *Ennucula nipponica*, *E. cyrenoides*, *Polynemamussium intuscostatum*, *Patinopecten tokyoensis*, *Clinocardium calitorniense*, *Anomalocardia minuta*, *Caryocorbula venusta*.

10J1からは176種の貝化石を採集した。その中で特に産出個体数の多いものは次の通りである。

Acmaea pallida, *Homalopoma amussitatum*, *Bittium yokosukense*, *Siphonalia fusoides*, *Fulgoraria kamakurensis*, *Conus tuberculosus*, *Ringicula doriaris*, *Nucula yokoyamai*, *Acila mirabilis vigilia*, *A. insignis*, *Ennucula nipponica*, *Limopsis tokaiensis*, *Glycymeris yessoensis*, *Porterius*

dalli obliquatus, *Polynemamussium intuscostatum*, *Pecten albicans*, *Patinopecten tokyoensis*, *Lima quantoensis*, *Crassatella ablongata*, *Venericardia ferruginea*, *V. ferruginosa*, *Cardita leana*, *Lucinoma concentricum*, *Nemocardium samarangae*, *Caryocorbula venusta*.

これらの化石によると，本部層中にもかなり多くの親潮型冷水要素が含まれていること，および本部層を堆積された海は東が深く，西ほど浅かったものと推定できる。

(5) 一町田砂部層

藤田 (1951) の a_8 にほぼ相当する。

〔模式地〕 三浦市一町田（いつちようだ）(11G 1)。

〔岩　相〕 新鮮な露頭では黒灰色，風化面では白灰色を呈するややしまったシルト質砂層からなり，厚さ5 cm 内外の白色火山灰層を挟在するところがある。模式地では岩相上，上部・下部に2分される。下部にはこまかい層理がよく発達し，風化すると層理面に平行に1～2 mm の厚さに剝理する特徴がある。また，薄質の二枚貝および小型の巻貝の化石が多数含まれているが保存状態は悪い。上部は塊状で層理はみられない。化石もほとんど含まれない。

本層は場所によつて僅かに岩相を異にする。池代付近 (10 J 2) ではシルトが，飯森 (13H 1～3)，稲荷小路 (13 I 1～6) では砂が卓越する。

模式地での走向はN45°E，傾斜は1～2°Nであるが，他の地点ではほとんど水平である。

〔層　厚〕 約8 m

〔分　布〕 模式地および鹿穴，池代，向原，内込，馬場，飯森，稲荷小路の台地上に分布する。

〔層序関係〕 下位の鹿穴凝灰質砂部層とは整合である。この関係は模式地付近の各所で観察することができる。

〔古生物〕 12H 3からは次の貝化石が多く産出する。

Patinopecten tokyoensis, *Batillaria cumingii*, *Macoma incongrua*.

これらの化石のうち *Batillaria cumingii* は内湾棲種，*Mecoma incongrua* は泥質底棲種であることが注目される。

2. 小原台砂礫岩層

走水団研グループ (1965) の命名による。

本地域の小原台砂礫（岩）層についてはすでに岡ら (1974) の記載がある。

本調査地の小原台砂礫岩層は宮田累層の上に不整合に重なる。

本層は主として黄白色を呈する未固結の粗粒の砂層からなるが，礫層に移化するところがあるなど岩相の変化が大きい。葉理，斜交葉理がよく発達し，レンズ状に厚さ10数 cm の礫層を挟むところがある。この礫層中の礫は長径2 cm 大の円磨された軽石，1 cm 大の表面が黒褐色に風化した三浦層群起源のシルト礫，古生層起源の円礫などで，長径10cm 大のローム塊が入っているところがある。上限は小原台ローム層に漸移する。層厚は約5 m。化石は含まない。

牛込，須軽谷，林3丁目などの台地上に分布する。

3. 三崎砂礫層

町田 (1970) の命名による。

本地域の三崎砂礫層はすでに岡ら (1974) によって記載されている。

本調査地域の三崎砂礫層は宮田累層の上位にこれと不整合に重なることが多いが，須軽谷 (5 J 6) では小原台砂礫岩層の上に本層が整合に重なっている。ここでの三崎砂礫層の下限近くには水中に堆積したと思われる小原台軽石層が認められる。

本層の基底部には葉山層群産起源の砂岩・シルト岩の角礫・古生層起源の円礫などからなる基底礫層があり，その上に黒褐色を呈するきわめて淘汰の悪い凝灰質の礫質砂層または砂礫層が続く。この部分に含

まれる礫は直径1～2cm大のシルトの亜角礫を主体に砂岩・軽石・スコリアの亜角礫を含み，斜交葉理の発達が目立つ。本層の上部は次第に礫の含有する割合が小さくなり，風化した黄褐色ローム層に漸移する(図7)。層厚は約5m。化石は含まない。

本層は台地上に広く分布する。

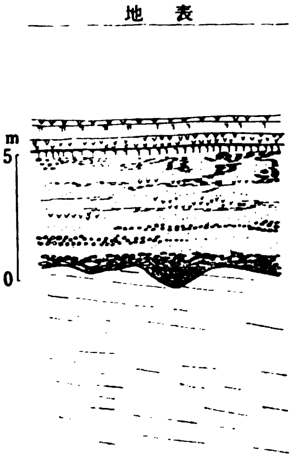


図7　林付近における三崎砂礫層

III.　宮田累層の走向・傾斜

図8は沖積平野面で截つた宮田累層の走向および傾斜の一般的傾向を示したものである。地層の走向・傾斜を測定するにあたって，大きな露頭では長さ10mの間縄を張り，これを基準に同層準の地層の高度差をハンドレベルで測定したり，小さな露頭では長さ1mの木板を地層面に平行にあてて走向・傾斜を測定したりして測定誤差をできるだけ小さくするよう留意した。

図8によると，調査地域北半部における宮田累層はほぼ東西方向の走向をもち，南に傾く単斜構造を示す。地層の傾斜角は1～18°の間で特に3～8°を示すことが多い。

南半部ではNS方向の軸をもつきわめて軽微な褶曲構造を示している。地層の傾斜角は0～6°を示すことが多いが，まれに12°に達するところがある。地表での観察によると，一般的には宮田累層の傾斜角は下部層が大きく上部層は小さいといえる。

次に地下における宮田累層の走向・傾斜がどうなっているかを検討してみる。

4H3の露頭で観察できる須軽谷砂層基底部の礫層や凝灰質の粗粒砂層は深井戸資料(図9)の(8),(9),(10),(12)で認めることができる。これらの資料から知られる地下での須軽谷砂層の走向はE-W，傾斜は2～3.5°Sである。同様にして深井戸資料の(11),(12),(13),(14),(16)から得られる津久井浜砂礫層上面の走向はほぼE-W，傾斜は3～6°Sを示す。また，深井戸資料の(21),(22),(23),(24),(28)に示される鹿穴凝灰質砂層はわずかに波を打つような分布を示している。

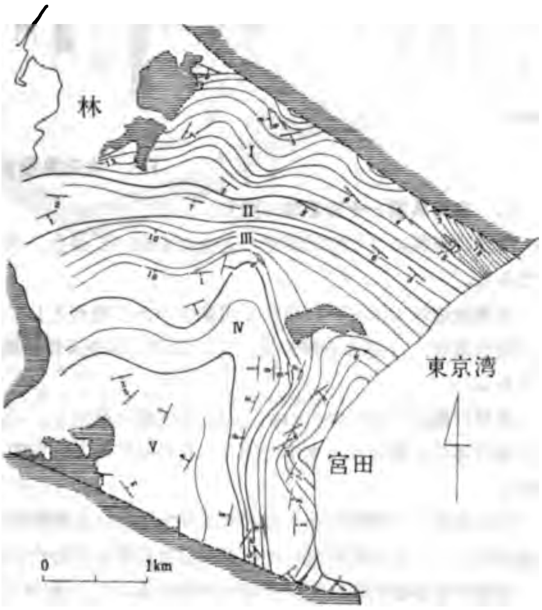


図8　宮田累層の走向と傾斜
曲線の間かくは層厚10mに相当する。I：須軽谷部層，II：津久井浜部層，III：高円坊部層，IV：鹿穴部層，V：一町田部層

上述のように，深井戸資料から推定される地下における津久井浜砂礫層や鹿穴凝灰質砂層の走向・傾斜は地表で観察されるそれらとほぼ等しいといえる。これに反して，須軽谷砂層基底面の傾斜は地表において測定された須軽谷砂層の一般的な傾斜角とくらべるとやや小さい。しかし，深井戸資料の得られた須軽谷西方から高円坊にかけての地域は地表でも3°内外の傾斜角が測定されているので，全体的には地表でみられる地層の傾斜はそのままの大きさで地下に延びていると見ることができる。

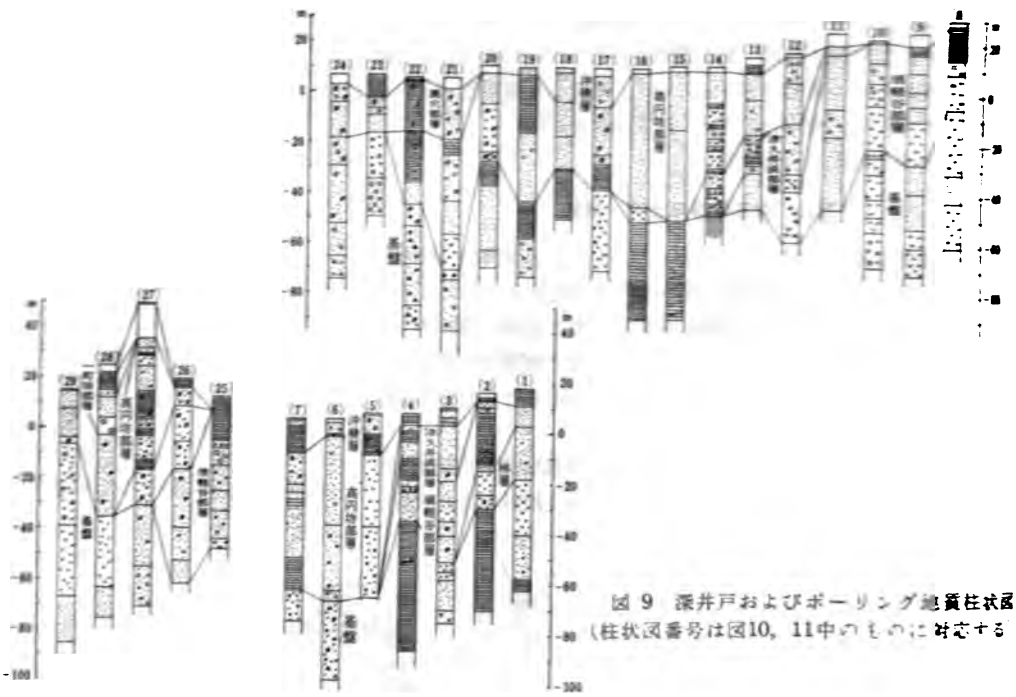


図９　深井戸およびボーリング地質柱状図
（柱状図番号は図10，11中のものに対応する）

IV．宮田累層基底の地形

1．宮田累層とその基盤の識別

深井戸資料により宮田累層の基底面を調べる場合，宮田累層とその基盤をどのように識別するかが問題である。

本調査地域で深井戸に現れる可能性のある地層としては，上位のものから順に沖積層，関東ローム層，三崎砂礫層，小原台砂礫岩層，宮田累層，林凝灰質砂礫岩層，初声凝灰質角礫岩および砂岩層と葉山層群である。

深井戸掘さく時のコアのいくつかを実際に観察し，これを野外における調査結果とくらべ，また，掘さく報告書に記載された事項と照らし合わせてみると宮田累層およびその下位の地層について次のことがいえる。

宮田累層の主要部をなす砂層は黄褐色または茶褐色を呈し，調査地域全体にきわめて厚く堆積し，かつ連続がよい。宮田累層基底部の砂礫層は貝殻を含むことが多く，厚さは15m を越えることはない。

林凝灰質砂礫岩層は宮田累層の下位にあって，掘さく報告書にはしばしば礫岩と記録されている。貝殻を含まず，厚さは25m 以下である。

初声凝灰角礫岩および砂岩層と葉山層群は林凝灰質砂礫岩層の下位にあって（深井戸柱状図によると林凝灰質砂礫岩層を欠くところがある），掘さく報告書には固結した貝殻まじりの礫岩または泥岩と記録されており，層厚が大である。

表２は上にのべた考察結果をもとに各地層を区分する基準を示したものである。図９は本調査地域の深井戸および深いボーリングの柱状図で，この図には表２に示した基準に従って行った層序区分および宮田累層の基底が示されている。

2．宮田累層の地質断面と基底の地形

図10は前項でのべた深井戸・ボーリング資料および地表調査結果をもとに描いた宮田累層の地質断面で

表 2　深井戸資料等による各地層の識別基準

	沖積層	関東ローム層・三崎砂礫層・小原台砂礫層	宮田累層	林凝灰質砂礫岩層	初声凝灰質礫岩及砂岩・葉山層群
分布	谷底に限る	台地上に限る	／	／	／
貝化石	あり	なし	あり	なし	あり
固結状態	未固結	未固結	未固結	未固結	固結
色調	黒灰色	茶褐色～褐色	砂：茶褐色～褐色，凝灰質砂・礫：黒灰色	茶褐色～黒灰色	白色～黒灰色
岩質	泥，まれに砂礫	ローム，泥，砂，礫	淘汰のよい砂まれに礫	スコリアまたは軽石	泥岩または凝灰質砂礫岩
側方への変化	大	大	小	大	大～小
最大層厚 (m)	20	10	70	20	／

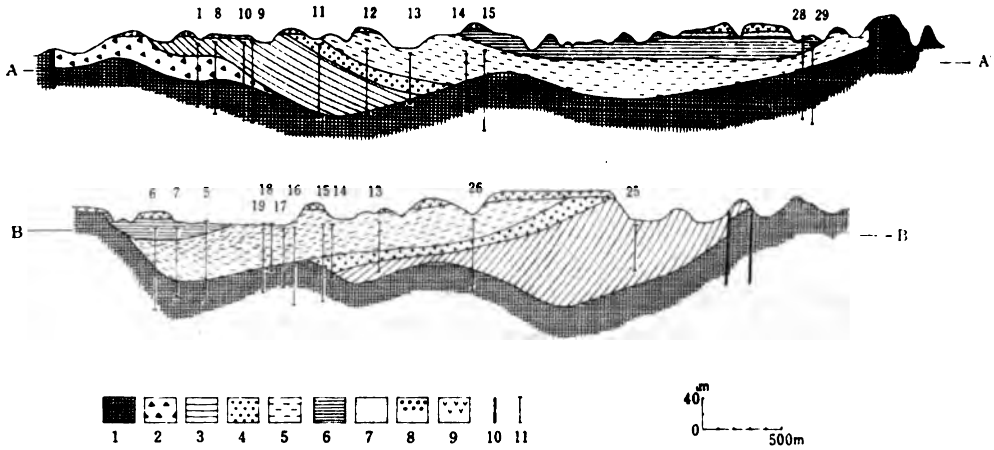


図 10　深井戸およびボーリング資料による地質断面図
1：基盤，2：林層，3：須軽谷部層，4：津久井浜部層，5：高円坊部層，6：鹿穴部層，7：一町田部層，8：小原台砂礫層と小原台ローム層，9：三崎砂礫層と武蔵野ローム層，10：断層，11：深井戸またはボーリング位置

ある。また図11はその基底の地形を復元したものである。

図10によると，調査地域の北部に分布する須軽谷砂層および津久井浜砂礫層は基底の侵食面に対してほぼ平行に堆積しているが，これらの地層は調査地域の中央部の地下において侵食面に斜交するような形で尖滅し，また高円坊，鹿穴，一町田の各部層は須軽谷，津久井浜両部層の上位に凹部を埋めるような形で堆積しているものと推定される。

図11からは明らかに埋没谷と埋没平坦面のあることが認められる。埋没谷は小根岸から津久井浜駅方面に向つて延びるものと，中原付近から南に延びるものとがある。津久井浜駅付近での埋没谷底の高度は－50m 以下と推定される。埋没平担面は林付近と菊名付近に認められる。菊名付近のものは露頭観察でも明らかで，その高度は＋20m くらいである。

V. 三崎砂礫層堆積面の高度分布

調査地域には，小原台砂礫岩層と三崎砂礫層の堆積面からなる二つの地形面が発達する（図12）が，ここでは調査地域全体に広く分布する三崎砂礫層堆積面を取り上げ，その高度分布について検討する。

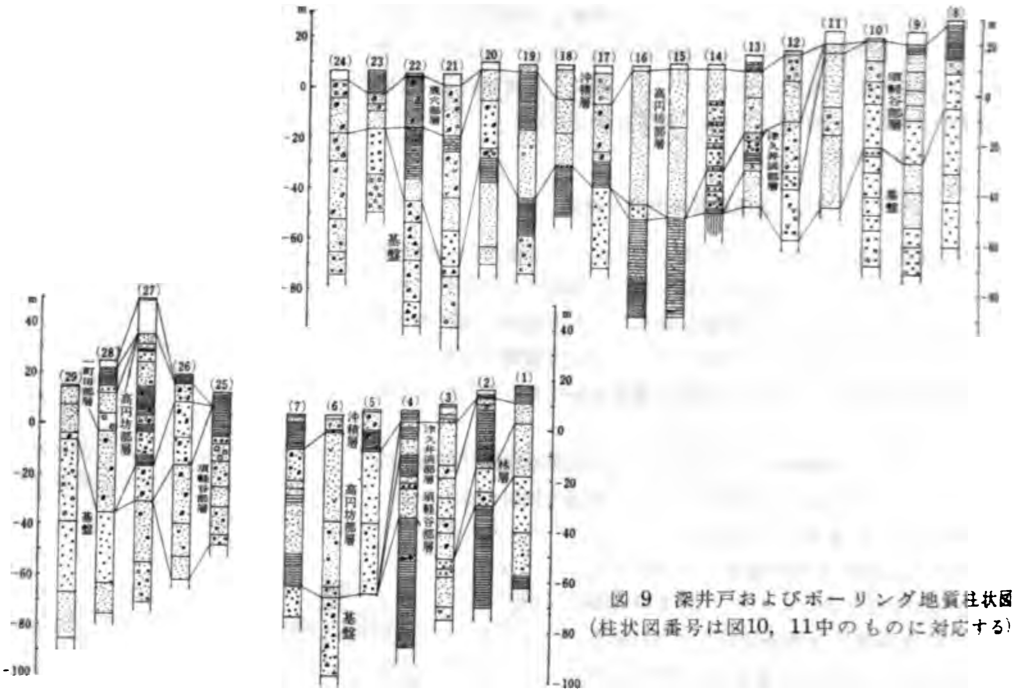


図 9 深井戸およびボーリング地質柱状図
（柱状図番号は図10，11中のものに対応する）

IV. 宮田累層基底の地形

1. 宮田累層とその基盤の識別

深井戸資料により宮田累層の基底面を調べる場合，宮田累層とその基盤をどのように識別するかが問題である。

本調査地域で深井戸に現れる可能性のある地層としては，上位のものから順に沖積層，関東ローム層，三崎砂礫層，小原台砂礫岩層，宮田累層，林凝灰質砂礫岩層，初声凝灰質角礫岩および砂岩層と葉山層群である。

深井戸掘さく時のコアのいくつかを実際に観察し，これを野外における調査結果とくらべ，また，掘さく報告書に記載された事項と照らし合わせてみると宮田累層およびその下位の地層について次のことがいえる。

宮田累層の主要部をなす砂層は黄褐色または茶褐色を呈し，調査地域全体にきわめて厚く堆積し，かつ連続がよい。宮田累層基底部の砂礫層は貝殻を含むことが多く，厚さは15m を越えることはない。

林凝灰質砂礫岩層は宮田累層の下位にあって，掘さく報告書にはしばしば礫岩と記録されている。貝殻を含まず，厚さは25m 以下である。

初声凝灰角礫岩および砂岩層と葉山層群は林凝灰質砂礫岩層の下位にあって（深井戸柱状図によると林凝灰質砂礫岩層を欠くところがある），掘さく報告書には固結した貝殻まじりの礫岩または泥岩と記録されており，層厚が大である。

表２は上にのべた考察結果をもとに各地層を区分する基準を示したものである。図９は本調査地域の深井戸および深いボーリングの柱状図で，この図には表２に示した基準に従って行った層序区分および宮田累層の基底が示されている。

2. 宮田累層の地質断面と基底の地形

図10は前項でのべた深井戸・ボーリング資料および地表調査結果をもとに描いた宮田累層の地質断面で

表 2　深井戸資料等による各地層の識別基準

	沖積層	関東ローム層・三崎砂礫層・小原台砂礫層	宮田累層	林凝灰質砂礫岩層	初声凝灰質礫岩及砂岩・葉山層群
分布	谷底に限る	台地上に限る	／	／	／
貝化石	あり	なし	あり	なし	あり
固結状態	未固結	未固結	未固結	未固結	固結
色調	黒灰色	茶褐色～褐色	砂：茶褐色～褐色，凝灰質砂・礫：黒灰色	茶褐色～黒灰色	白色～黒灰色
岩質	泥，まれに砂礫	ローム，泥，砂，礫	淘汰のよい砂まれに礫	スコリアまたは軽石	泥岩または凝灰質砂礫岩
側方への変化	大	大	小	大	大～小
最大層厚(m)	20	10	70	20	／

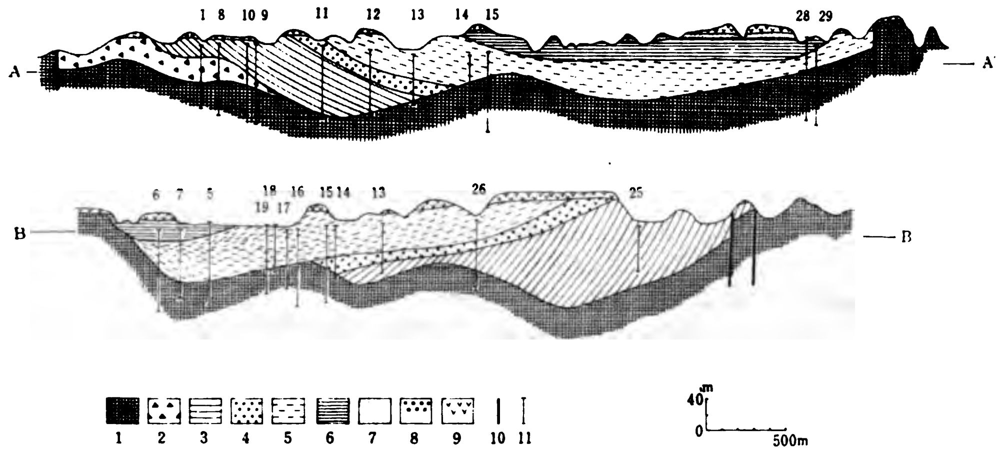


図 10　深井戸およびボーリング資料による地質断面図
1：基盤，2：林層，3：須軽谷部層，4：津久井浜部層，5：高円坊部層，6：鹿穴部層，7：一町田部層，8：小原台砂礫層と小原台ローム層，9：三崎砂礫層と武蔵野ローム層，10：断層，11：深井戸またはボーリング位置

ある。また図11はその基底の地形を復元したものである。

図10によると，調査地域の北部に分布する須軽谷砂層および津久井浜砂礫層は基底の侵食面に対してほぼ平行に堆積しているが，これらの地層は調査地域の中央部の地下において侵食面に斜交するような形で尖滅し，また高円坊，鹿穴，一町田の各部層は須軽谷，津久井浜両部層の上位に凹部を埋めるような形で堆積しているものと推定される。

図11からは明らかに埋没谷と埋没平坦面のあることが認められる。埋没谷は小根岸から津久井浜駅方面に向つて延びるものと，中原付近から南に延びるものとがある。津久井浜駅付近での埋没谷底の高度は－50m 以下と推定される。埋没平坦面は林付近と菊名付近に認められる。菊名付近のものは露頭観察でも明らかで，その高度は＋20m くらいである。

V. 三崎砂礫層堆積面の高度分布

調査地域には，小原台砂礫岩層と三崎砂礫層の堆積面からなる二つの地形面が発達する（図12）が，ここでは調査地域全体に広く分布する三崎砂礫層堆積面を取り上げ，その高度分布について検討する。

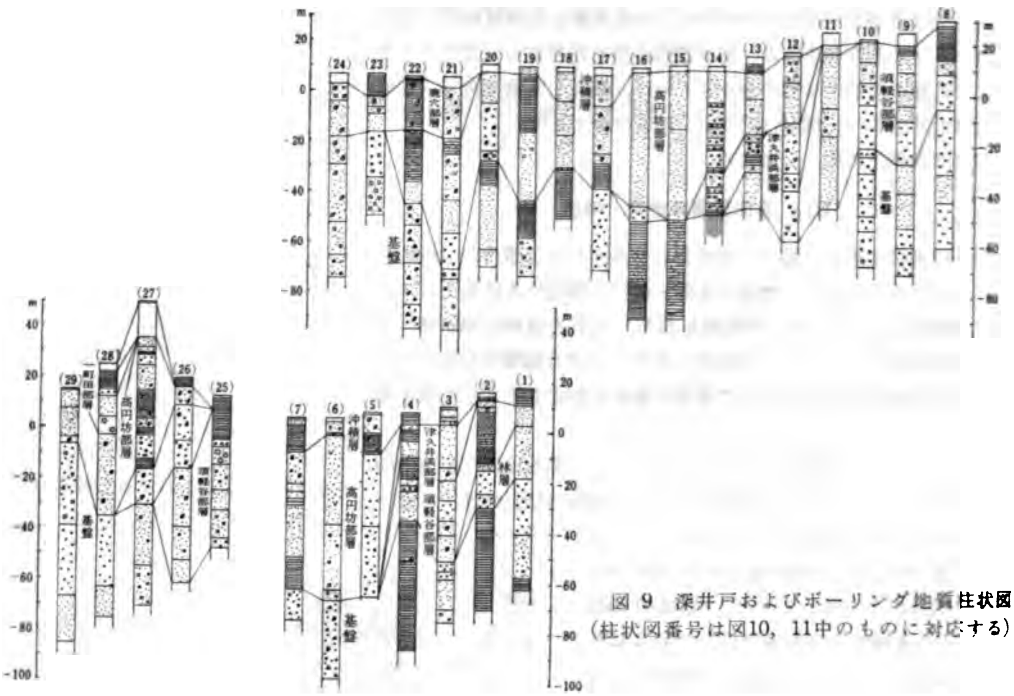


図9　深井戸およびボーリング地質柱状図（柱状図番号は図10，11中のものに対応する）

IV．宮田累層基底の地形

1．宮田累層とその基盤の識別

深井戸資料により宮田累層の基底面を調べる場合，宮田累層とその基盤をどのように識別するかが問題である。

本調査地域で深井戸に現れる可能性のある地層としては，上位のものから順に沖積層，関東ローム層，三崎砂礫層，小原台砂礫岩層，宮田累層，林凝灰質砂礫岩層，初声凝灰質角礫岩および砂岩層と葉山層群である。

深井戸掘さく時のコアのいくつかを実際に観察し，これを野外における調査結果とくらべ，また，掘さく報告書に記載された事項と照らし合わせてみると宮田累層およびその下位の地層について次のことがいえる。

宮田累層の主要部をなす砂層は黄褐色または茶褐色を呈し，調査地域全体にきわめて厚く堆積し，かつ連続がよい。宮田累層基底部の砂礫層は貝殻を含むことが多く，厚さは15m を越えることはない。

林凝灰質砂礫岩層は宮田累層の下位にあって，掘さく報告書にはしばしば礫岩と記録されている。貝殻を含まず，厚さは25m 以下である。

初声凝灰角礫岩および砂岩層と葉山層群は林凝灰質砂礫岩層の下位にあって（深井戸柱状図によると林凝灰質砂礫岩層を欠くところがある），掘さく報告書には固結した貝殻まじりの礫岩または泥岩と記録されており，層厚が大である。

表2は上にのべた考察結果をもとに各地層を区分する基準を示したものである。図9は本調査地域の深井戸および深いボーリングの柱状図で，この図には表2に示した基準に従って行った層序区分および宮田累層の基底が示されている。

2．宮田累層の地質断面と基底の地形

図10は前項でのべた深井戸・ボーリング資料および地表調査結果をもとに描いた宮田累層の地質断面で

表 2　深井戸資料等による各地層の識別基準

	沖　積　層	関東ローム層・三崎砂礫層・小原台砂礫層	宮　田　累　層	林凝灰質砂礫岩層	初声凝灰質礫岩及砂岩・葉山層群
分　布	谷底に限る	台地上に限る	／	／	／
貝 化 石	あり	なし	あり	なし	あり
固結状態	未　固　結	未　固　結	未　固　結	未　固　結	固　　結
色　調	黒　灰　色	茶褐色～褐色	砂：茶褐色～褐色，凝灰質砂・礫：黒灰色	茶褐色～黒灰色	白色～黒灰色
岩　質	泥，まれに砂礫	ローム，泥，砂，礫	淘汰のよい砂まれに礫	スコリアまたは軽石	泥岩または凝灰質砂礫岩
側方への変　化	大	大	小	大	大～小
最大層厚 (m)	20	10	70	20	／

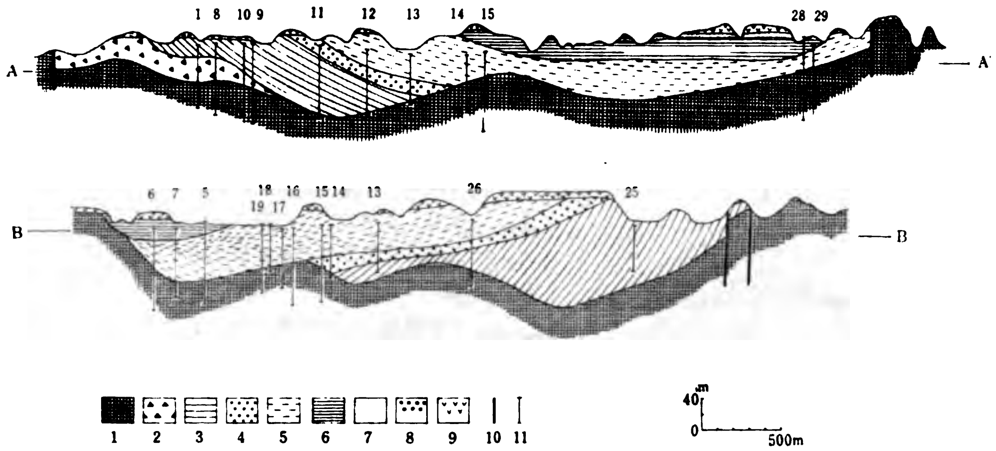


図 10　深井戸およびボーリング資料による地質断面図
1：基盤，2：林層，3：須軽谷部層，4：津久井浜部層，5：高円坊部層，6：鹿穴部層，7：一町田部層，8：小原台砂礫層と小原台ローム層，9：三崎砂礫層と武蔵野ローム層，10：断層，11：深井戸またはボーリング位置

ある。また図11はその基底の地形を復元したものである。

図10によると，調査地域の北部に分布する須軽谷砂層および津久井浜砂礫層は基底の侵食面に対してほぼ平行に堆積しているが，これらの地層は調査地域の中央部の地下において侵食面に斜交するような形で尖滅し，また高円坊，鹿穴，一町田の各部層は須軽谷，津久井浜両部層の上位に凹部を埋めるような形で堆積しているものと推定される。

図11からは明らかに埋没谷と埋没平坦面のあることが認められる。埋没谷は小根岸から津久井浜駅方面に向つて延びるものと，中原付近から南に延びるものとがある。津久井浜駅付近での埋没谷底の高度は－50m 以下と推定される。埋没平担面は林付近と菊名付近に認められる。菊名付近のものは露頭観察でも明らかで，その高度は＋20m くらいである。

V. 三崎砂礫層堆積面の高度分布

調査地域には，小原台砂礫岩層と三崎砂礫層の堆積面からなる二つの地形面が発達する（図12）が，ここでは調査地域全体に広く分布する三崎砂礫層堆積面を取り上げ，その高度分布について検討する。

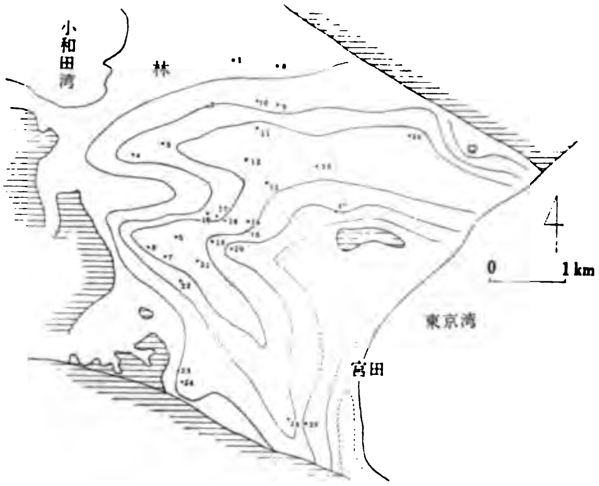


図 11　宮田累層基底の地形
・は深井戸またはボーリングの位置



図 12　小原台面および三崎面の分布と三崎面の高度分布
1：小原台面，2：三崎面，3：三崎面高度測定地点

図12は三崎砂礫層の高度分布を示したものである。堆積面の高度を求めるにあたっては横須賀市・三浦市発行の1万分の1地形図を用い，細部についてはハンドレベルで測定した。

三崎砂礫層堆積面については岡ら(1974)によって詳細に報告されている。岡らは三崎砂礫層の高度が標高10mから34mまで認められるとのべており，その大略において筆者らの測定値と一致する。しかし，次の点では筆者らは岡らと異なる見解をもつ。

7K1では標高50mの位置で東京軽石層が認められ，その下方0.7mにある黒褐色のクラック帯を挟んで少なくとも2mの厚さの三崎砂礫層の推積をみる。また，5J6の標高55mの位置では小原台軽石層の上位に少なくとも厚さ約4mの砂礫層が認められる。この砂礫層の上位には東京軽石層を直接観察することはできないが，小原台軽石層より上位に三崎砂礫層以外の水成層は認められないこと，岩相がほかの地点でのそれに酷似することから，この砂礫層が三崎砂礫層であることは明らかである。

これらのことから三崎砂礫層の堆積面の高度は少なくとも59mに達していることがわかる。

図12によると，三崎砂礫層堆積面の高度は調査地域の東北部において著しい高まりをみせ，小根岸から上宮田に延びる凹部が認められる。

この堆積面の傾きが最大となる須軽谷—小谷戸間では，水平距離2500mに対して高度差が39mとなり，その傾斜角は0.9°と計算される。

また，東京軽石層と三崎砂礫層に挟まれるローム層の厚さはほぼ一定しており，岡ら(1974)がのべているように三崎砂礫層堆積面は全体がほぼ同時に離水したものとすると，現在認められるこの面の傾きは離水後の地殻運動の結果とみることができる。

図12を図8に重ね合わせてみると，宮田累層の走向を示す曲線が三崎砂礫層堆積面の等高線とかなりよく調和していることがわかる。すなわち三崎砂礫層堆積面に高度差を生じさせた地殻運動が，次にのべる宮田累層の構造上の特異性と深いかかわり合いをもっていたことを示すものと考えられる。

図12は武蔵野ローム堆積期以降の変位量を示していると見ることができるが，小原台面形成後武蔵野期までにも段丘変形が行なわれていた事実(岡ら，1974)や，宮田累層堆積盆地の南縁を切る断層がすでに第

三紀末から活動していた事実（垣見ら，1971）からこの地殻運動が宮田累層の堆積開始時にはすでに始まつていたと推定することも可能である。

VI. 宮田累層の形成過程

1. 宮田累層の堆積上の特異性とその解釈

I～Vでのべたことから宮田累層について次のような特徴的な性質を指摘することができる。

（1）宮田累層下部の地層（須軽谷砂層・津久井浜砂礫層）は埋没谷の北側の斜面にほぼ平行して堆積し，谷底面と斜交するようにして尖滅している。

（2）北部地域においては，宮田累層の下部の地層のみが分布する。下部層は一般に南に傾斜し，その傾斜角は基底部を離れるにつれて漸減する。中央部および南部地域においては宮田累層の上部層のみが分布し，その大半の傾斜はきわめて小さい。

（3）宮田累層は寒流要素の貝化石を多産する。

これらの特徴を生じた原因を筆者らは次のように考える。

(1) について。すでにのべたように，宮田累層は，基盤岩の表面に形成された谷に東方から侵入してきた海によつて形成されたものである。このとき，海面の上昇に伴つて十分な砕屑物の供給があったとすれば，宮田累層はその基底の地形に対してアバットする形で堆積するはずである。

しかし，上述のような形を示すのは，宮田累層堆積の初期においては，砕屑物供給の速度が海面上昇の速度にくらべて著しく遅かったことを示すものとみられ，海が宮田累層堆積盆をある程度被いつくしてから，主として北方の山地より砕屑物が運ばれ，宮田累層下部層の堆積が行われたものと考えられる。

(2) について。この特異な構造は藤田（1951）によって指摘されたもので，藤田はこの構造が，宮田累層を堆積させた海底の基盤の沈降場所が次第に南に移動することによって生じたと推定したことはすでにのべた通りである。

図5，8を見れば知られるように，筆者らの調査でもこの特異な構造は明らかに認められた。

しかし，今回の調査で上のII～Vにのべたことが明らかとなった。これらは次の①～④のように要約できる。

① 宮田累層の堆積が本格化する前に，現在の宮田地域には堆積盆が形成されていた。

② 宮田台地では北上がりの地殻運動が進行している。

③ 調査地域の北部には宮田累層の上部の地層はまったく分布していない。

④ 菊名地区の宮田累層の基底の地形は平坦で等高性に富んでいる。この平坦面直上にはところによってよく水磨されたシルトなどの礫が認められることがあり，この平坦面は埋没波食台と考えられる。

これらのことから(2) でのべた特異性の原因を次のように説明することもできる。

まず海面が④の波食台を形成し得る高さに停滞し，南部では波食台の形成，北部では宮田累層下部の堆積が行われた。

地殻運動が進んだ結果，さきに堆積した地層の傾斜は漸次増大するとともに，その一部は陸化し，海域は次第に中央部および南部に限定されるようになった。

その後，高円坊砂層堆積期にはさらにいくらか海面が上昇したために，南部の海食台上にも地層が堆積した。それ以後この堆積盆は次第に内湾的傾向を示すようになったが，その間にも地層の増傾斜運動は進行し，現在みられる構造が形成された。

特異性の成因をこのように仮定すると，藤田（1951）がのべているように先の地層があとから堆積した地層の中に礫として含まれるはずである。筆者らもこの点に注意して野外調査を行ったが，ほとんどこれを発見できなかった。しかし宮田累層の大部分は未固結であり，これが礫となり得る可能性はきわめて小さいように思われる。事実，現在の宮田海岸においては宮田累層起源の礫はまったく見つけられない。従

って宮田累層の上部に宮田層下部の地層が礫として入っていなくとも，先に堆積した地層が隆起によって地表に現われたとする考えを否定することにはならない。

(3) について。このことは相模湾沿岸の第四系ではほかに例をみない特徴的なことである。このことから宮田累層を堆積させた堆積盆の水温は現在の相模湾のそれよりいく分低かったものと推定される。この堆積盆は宮田累層基底の埋没谷の延びる方向，有孔虫についての資料（樋口，1954），および古流系の方向（新井ら，1971；長浜ら，1973）などから考えて，現在の鹿島灘方向と連続していたものと考えられるが，このことがこの堆積盆の水温の低い原因の1つになっていたものと思われる。

2．宮田累層の形成史

最後に，以上の記載ならびに考察にもとずいて宮田累層の形成史についてのべる。

宮田累層堆積開始直前に著しい海退期があり，宮田累層基盤岩の表面に東に深くなる谷が刻まれた。

海面の上昇に伴い，この地域には東方から海が侵入してきた。この時の海面の上昇速度は堆積物の堆積速度にくらべて急速で，この海への堆積物の供給は主として北側の山地から小規模に行われた。この時南部には堆積が行われず，漸く高度の安定してきた海によって菊名地区には海食台が形成された。その間地層が南に傾く地殻運動が進行し，北部に堆積した地層の一部は陸化した。その結果，海域は次第に中央部，南部に限られるようになった。

その後，再び海面の上昇期があり，菊名の海食台上にも地層が堆積した。

このような時期を経て，この海は次第に内湾的な性格を強め，やや泥質の鹿穴凝灰質砂層および一町田砂層が堆積するようになり，宮田累層の堆積が完成した。

文　献

赤嶺秀雄・岩井四郎・小池　清・成瀬　洋・生越　忠・大森昌衛・関場太郎・鈴木好一・渡辺景隆(1956)：三浦半島の三浦層群について，地球科学，No. 30, 1-8.

青木廉二郎(1925)：三浦半島の海岸に就きて，地球，**3**, No. 1, 101-111.

新井重三・高橋幸夫・坂本栄一・蟹江康光(1971)：三浦半島，津久井浜におけるいわゆる化石床の成因について(予報)，横須賀市博物館研報，No. 17, 1-11.

江藤哲人(1971)：宮田層の密集型化石層中の有孔虫群集について，横須賀市博物館研報，No. 17, 12-20.

藤田至則(1951)：宮田層の堆積機構，地質学雑誌，**57**, No. 664, 21-28.

走水団研グループ(1965)：三浦半島小原台付近の第四系，地球科学，No. 80, 1-11.

樋口　雄(1953)：宮田層の有孔虫化石群に就いて，地学雑誌，**60**, No. 703, 138-145.

堀越増興・小菅貞男(1971)：横須賀市特別保護区，津久井浜化石層の大形化石群集について(第一報)，横須賀市博物館研報，No. 216, 21-27.

池辺展生(1931)：三浦半島南部の洪積層について，武蔵野高校々友会誌，No. 16, 1-48.

垣見俊弘・平山次郎・岡　重文・杉村　新(1971)：南下浦断層の性格，とくに垂直変位量について，第四紀研究，**10**, No. 3, 81-91.

蟹江康光(1971)：三浦半島津久井ならびにその周辺の宮田層，横須賀市博物館研報，No. 17, 28-32.

蟹江康光・大越　章(1973)：三浦半島，宮田累層の層序について，地質学会80年大会演旨，**17**.

小池　清(1951)：三浦半島南部の地質学的特徴，地質学雑誌，**57**, 225.

町田　洋(1970)：南関東のテフラの層序と年代，日本地理学会例会講演資料.

牧野　融(1960)：宮田層の化石群集(その1)，地質学雑誌，**66**, 457.

松島義章(1976)：三浦半島の南下浦断層の新露頭，地質学雑誌，**82**, 211-214.

長浜春夫・長田敏明(1973)：三浦半島宮田層にみられる斜層理の粒度分析の一例，地質調査所月報，**24**, 461-468.

生越　忠(1955)：宮田層，地質名辞典—日本新生界の部K～N，612-614.

岡　重文・宇野沢昭・故 安藤高明(1974)：三浦半島南部の段丘変形，地質調査所月報，**25**, 1-17.

大塚弥之助(1935)：故山崎博士の三浦半島武山断層の地質学的考察，地理学評論，**11**, 455-462.

杉村　新(1964)：三浦半島の南下浦断層と武山断層，地質学雑誌，**70**, 397.

(1977年4月26日受理)

地学雑誌 86, 5 (1977)

兵庫県福崎町東部から発見された二畳紀化石

後藤博彌* 山際延夫**

Permian Fossils Found in the East of Fukusaki-cho, Hyogo Prefecture, Southwest Japan

Hiroya GOTO and Nobuo YAMAGIWA

I. はじめに

このたび筆者等は，兵庫県神崎郡福崎町東部に位置する石灰岩から，保存良好な有孔虫および珊瑚化石を発見したのでそれらを報告すると共に，福崎町東部に分布する日光寺山層（古生層）の地質時代について，従来までの化石資料およびこのたびの資料を基にして見解をのべる。

神崎郡福崎町および市川町地域には東西に細長く古生層が分布している。この古生層のうち，福崎町東部の亀坪（第1図，Loc. 1）および日光寺山付近（第1図，Loc. 2）に分布する石灰岩から，かつて藤本（1938）および中田・後藤(1958)は有孔虫化石を報告し，それらの地質時代についてふれている。後藤・中田（1958）は，この地域の古生層を岩相から，御船層，日光寺山層および八千種層に大別し，それらの地質構造について論ずると共に，上記の亀坪および日光寺山産出の化石（後述）から，日光寺山層の地質時代を後期二畳紀（*Yabeina* 帯）と考えた。なお，後藤等によると，御船層からは二畳紀を示す有孔虫化石 *Pseudofusulina* sp. が産出するが，八千種層からはまだ化石が発見されておらず，地質時代は不明である。

II. 化石産地周辺の地質

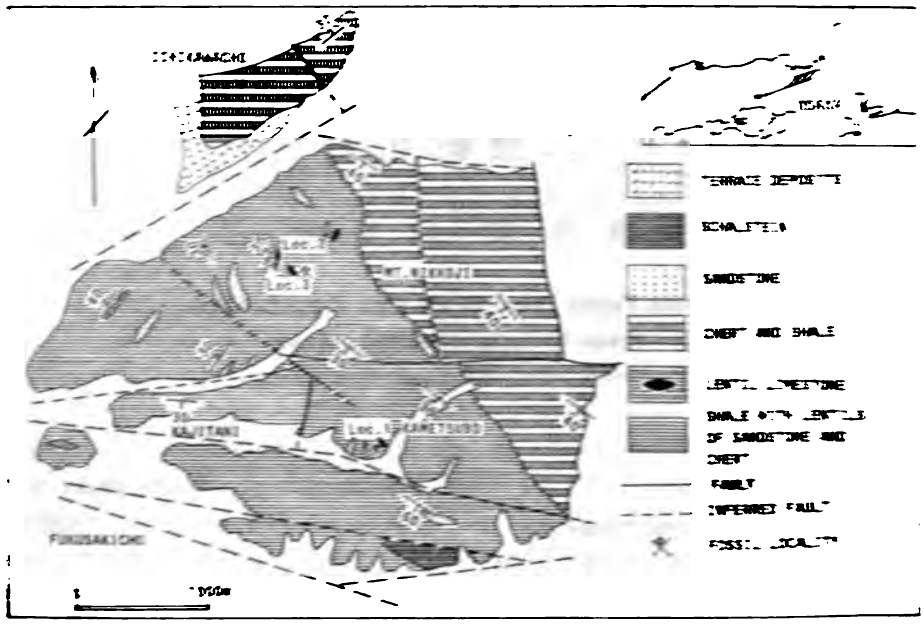
福崎町東部に分布する古生層は日光寺山層に属する。本層は日光寺参道沿いによく露出し，ここを模式地としている。層厚は約1900m である。岩相から上下2層に大別される。下部層はチャートと黒色頁岩からなり，両者はしばしば互層をしている。なお，チャートは4～5cm の厚さの板状をなし，その中に1cm 前後の泥質岩をはさんで層状を示す場合が多い。これに対し，上部層は主として黒色頁岩からなり，チャート，砂岩，シャールスタインおよび石灰岩をともなう。これらのうち，チャートおよび砂岩はレンズ状をしてはさまれることが多く，また砂岩中にはしばしば黒色頁岩の破片をふくむ。シャールスタインは石灰岩にともなわれるものと，本層の南縁で断層にはさまれ赤褐色をして分布するものとがある。石灰岩は4ケ所に分布するが，いずれも10～20m 大の塊状をなし，3ケ所からは化石を産出する（第1図参照）。このうち，亀坪の石灰岩（第1図，Loc. 1）は現在土砂中に埋没し，露頭を確認できない。

日光寺山層の地質構造はかなり複雑である。すなわち，本層の南縁は山崎断層帯にあたり，またこれに直交あるいは斜交する断層によって切られているため，層全体として大小のブロックにわけられている。したがって，走向および傾斜はブロックごとにかなり変化するが，模式地付近に限ると，走向は N 50°～70°W で，傾斜は20°～40° SW を示し，見掛上，単斜構造をしている。

III. 化石とその対比

このたび新しく化石が発見された場所は，福崎

* 神戸大学教養部地学教室 Kobe University
** 大阪教育大学地学教室 Osaka Kyoiku University



第1図 兵庫県神崎郡福崎町東部の日光寺山層の地質図

町加治谷部落の東北約1.5km の山頂付近の南斜面（第1図，Loc. 3）である。化石はシャールスタインをともなう厚さ約15m 大の塊状石灰岩中に産出し，部分的に密集して産出する。これらの化石のうち，このたび判明したのは次の通りである。

1. 有孔虫化石：*Colania* cf. *douvillei*, *Neoschwagerina* cf. *margaritae*, *N. craticulifera*, *Yabeina* cf. *omurensis*, *Chusenella* sp. indet., *Pseudofusulina* sp. indet., *Kahlerina* sp. indet.
2. 珊瑚化石：*Waagenophyllum* (*Waagenopyllum*) sp. indet.

上記のうち，*Colania* cf. *douvillei* および *Neoschwagerina* cf. *margaritae* が主体として産出し，他の種は産出が少なく，特に *Yabeina* cf. *omurensis* は1個体しかみつかっていない。このことから，Loc. 3の石灰岩の時代は中期二畳紀（*Neoschwagerina* 帯上部）に属し，秋吉の *Colania douvillei* 亜帯（TORIYAMA, 1958），伊吹の *Neoschwagerina margaritae* 亜帯（KOBAYASHI, 1957）および阿哲の *Colania douvillei*-*Neoschwagerina margaritae* 亜帯（NOGAMI, 1962）に対比されるものと思われる。



第2図 *Colania* cf. *douvillei* (×9.5)

中田・後藤（1958）の化石資料および後藤・寺田（1958）の資料の一部は新化石産地（Loc. 3の北側斜面の石灰岩（Loc. 2）からのもので，Loc. 3とほぼ同一層準にあたり，有孔虫化石として *Neoschwagerina* cf. *margaritae*, *N.* sp., *Yabeina* cf. *Packardi shimensis*, *Schwagerina* sp. および *Hayasakaina* sp. n. sp.？が産出する。これらのうち，*Neoschwagerina* cf. *margaritae* が多産し，他の種は産出がきわめて少ない。このことから Loc. 2の石灰岩は，化石資料からいっても Loc. 3のものとほぼ同一時代を示すものと思われる。

藤本 (1938) が報告した有孔虫化石産地，亀坪 (Loc. 1) と Loc. 2および Loc- 3との間は断層で切られており，直接の関係はつかめないが，筆者等は両者がきわめて地理的に近接していることや，それらの石灰岩をふくむ地層の岩相および地質構造の類似性から判断して，Loc. 1を含む地層は日光寺山層に属するものと考えている。藤本はここから *Endothyra* sp. *Staffella* sp. n. sp., *Schwagerina* (*Pseudofusulina*) sp., *Verbeekina* cf. *verbeeki*, Neoschwagerina *craticulifera* var. *tenuis* および Yabeina cf. *globosa* 等の有孔虫化石を報告している。藤本は *Neoschwagerina craticulifera* var. *tenuis* が主体として産出することから，Loc. 1の地質時代は中期二畳紀 (Saxonian) に相当する可能性があるとのべている。なお，中田・天野 (1966) は Loc. 1から珊瑚化石 *Waagenophyllum* sp. を報告している。筆者等は神戸大学に保存されている Loc. 1の有孔虫化石を研究中であるが，現在までに鑑定し得た資料は *Neoschwagerina* 属に属する種が大部分で，その主体は *Neoschwagerina margaritae* であり，*Yabeina* 属に属する種は発見されていない。このように筆者等の資料からいうと，Loc. 1の有孔虫化石は Loc. 2および Loc. 3のものときわめて類似しており，その産出時期は中期二畳紀 (*Neoschwagerina* 帯上部) に相当する。なお，筆者等の資料の結果は，藤本によるものより新しい時期を示している。藤本が報告した *Yabeina* cf. *globosa* は日本の後期二畳紀 (*yabeina* 帯) に特徴的に産するものにきわめて近似の種であり，藤本の結論および筆者等の資料の結果と矛盾を生じている。このように Loc. 1の化石資料は時代を論ずる際に多くの問題をかかえている。筆者等はこんご，さらに多数の有孔虫化石を調べ，既存の資料との比較検討をすると共に，コノドントやその他の化石の面からも研究を行い，Loc. 1の時代解明を行いたいと考えている。

IV. 要　約

筆者等の研究で次の事項があきらかになった。

1. 兵庫県神崎郡福崎町加治谷部落東北約1.5 km の地点に分布する日光寺山層上部の石灰岩 (第1図，Loc. 3) から *Colania* cf. *douvillei*, *Neoschwagerina* cf. *margaritae*, *N. craticulifera*, Yabeina cf. *Omurensis*, *Chusenella* sp. indet., *Pseudofusulina* sp. indet. および *Kahlerina* sp. indet. 等の有孔虫化石および珊瑚化石 *Waagenophyllum* (*Waagenophyllum*) sp. indet. を発見した。

2. 従来日光寺山層の地質時代は後期二畳紀 (*Yabeina* 帯) と考えられていたが，このたびの研究で，日光寺山層上部には化石産地が3ケ所あり，Loc. 2および Loc. 3産出の化石資料では中期二畳紀 (*Neoschwagerina* 帯上部) を示すが，Loc. 1の資料は地質時代の判別に問題があることを指摘した。

本報告をするにあたって，常日頃からご指導を賜っている中田正次博士に厚く御礼申し上げる。また筆者等の研究に種々ご援助，ご協力下さった神戸大学北村良夫助教授並に宮田隆男講師，写真撮影にご尽力いただいた大阪教育大学岩橋美保子氏に謝意を表したい。

引用文献

藤本治義(1938)：兵庫県神崎郡亀坪産紡錘虫化石，地質学雑誌，**45**, No. 535.

後藤博彌・中田正次(1958)：兵庫県西南部の中古生層の研究 (2)，福崎東部の二畳系，地質学雑誌，**64**, No. 759.

後藤博彌(1976)：兵庫県から産出する紡錘虫化石，兵庫地学，No. 23-24.

兵庫県(1961)：兵庫県地質鉱産図並同説明書.

KOBAYASHI, M.: Paleontological Study of the Ibukiyama Limestone, Shiga Prefecture, Central Japrn, *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, **5**, No. 47-48.

中田正次・後藤博彌(1958)：兵庫県市川町から産する紡錘虫化石，地質学雑誌，**64**, No. 753.

中田正次・天野善雄(1966)：兵庫県亀坪の古生層から *Waagenophyllum* を産出，地質学雑誌，**72**, No. 7.

NOGAMI, Y. (1962): Jungpaläozoikum im Atetsu-Plateau, Südwestjapans, *Mem. Coll.Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, **29**, No. 2.

TORIYAMA, R. (1958): Geology of Akiyoshi, part. 3, *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser.* D. 7.

(1977年2月25日受理)

地学雑誌 86, 5 (1977)

ヒマラヤの生態学と地質学に関する国際会議

小　野　　有　五*

Colloque International sur l'écologie et la géologie de l'Himalaya

Yûgo ONO

まえがき

1976年12月7日～10日，パリでフランス国立科学研究機関（C.N.R.S.＝Centre National des Recherches Scientifiques）の主催のもとに上記の国際会議が開かれた。この会議は生態学，地形学，地質学および人文科学の諸分野におけるヒマラヤ研究の現状を総括し，今後の研究の展望を得る目的で開かれたものである。筆者はたまたま研修のためカーンにあるC.N.R.S.の地形学研究所に滞在していたが，この会議の運営委員の一人であるパリⅦ大学DOLLFUS教授の招きにより会議に出席する機会に恵まれたので，会議の内容について簡単に報告しておきたい。

会議はパネル・ディスカッションの型式で進められ，予め指名された問題提起者の発言内容は，印刷されて会議初日に各人に配布された。スライドの投影も随時行なわれ，英仏2カ国語の同時通訳がなされた。会場は2つに分けられ，1つは地質学に，他は生態学，地形学と人文科学の分野にわりあてられた。地質学，人文科学の分野ではかなりつっ込んだ討論が行なわれたが，生態学，地形学の分野では参加者が少なかったことと，会場が人文科学と一緒であったこともあって，問題点が充分にしぼられておらず，討論がやや散漫になったのが惜しまれる。本報告では地形学と地質学の両分野について，問題提起者やその他の参加者から会議に提出された論文を中心に，会議の内容について述べてみたい。

* 筑波大学，水理実験センター Environmental Research Center, The University of Tsukuba

I. プログラム

12月7日

1. 開会挨拶（C. JEST, Musée de l' Homme, Paris, フランス）
2. 各分野の現状報告
   (1) 地質学(K. S. VALDIYA, Kumaon Univ. インド)
   (2) 地球物理学（P. MOLNAR, Inst. Technology, Cambridge, アメリカ）
   (3) エコロジー（V. P. BOLE, St. XAVIER'S College, Bombay, インド）
   (4) 生物地理学（P. OZENDA, Univ. Grenoble, フランス）
   (5) 民族学（G. BERREMAN, Univ. Berkeley, アメリカ）
   (6) 開発と民族学（B. K. SHRESTA, Ministry of Home and Panchayat, ネパール）
3. 集団討議
   (1) ヒマラヤの古地理学的発展
   (2) ヒマラヤに関する文献の収集・整理に関する問題

12月8日

1. (a) ヒマラヤの古地理学的発展
   (b) 地球的規模での造山運動とテクトニクス
2. (a) ヒマラヤ山脈の生態的モデル
   (b) ヒマラヤ山脈のエコシステム
   (c) 宗教・社会的分析およびテクノロジカルな分析からみたヒマラヤ山脈のエコシステムにおける人間の役割

（d） 高所の人間

12月9日

1.（a） 地球化学および同位体地球化学

（b） ヒマラヤ山脈と他の山脈との比較

2.（a） 人間の移動とその生態学的インパクト

（b） 自然環境および資源の利用（薬草・放牧）

（c） 開発と民族学

12月10日

総括および総合討論

II. 地形学

FORT（Lab. Géogr. Physique，パリVI大学）はブリ・ガンダキ上流，マナスル直下のサマ盆地（標高3,500m）の地形と堆積物について報告を行なった。ブリ・ガンダキの谷は地質構造を反映しているが明瞭な氷食谷の地形を表わし，急なU字谷の谷壁，盆地下流端のヴェルーなどがみられる。これらは最終氷期に形成された地形であり，盆地内部には，おそらく晩氷期以降とみられる氷河後退によって3つの fluvioglacial 段丘がつくられた。サマ盆地の主段丘は河床より30～70m の比高をもつ filltop 段丘で，砂のレンズを挟む fluvioglacial の礫層や，粘土・砂質シルトの互層からなる湖成層を主体とする厚い堆積物から構成されている。主段丘を切って発達する中位段丘と下位段丘は，それぞれ河床から15～30m，5～15m の比高をもって発達する fillstrath 段丘である。段丘堆積物は氷河洪水によると思われる花崗岩の巨礫を含む砂質マトリックスの乱雑な礫層や，fluvioglacial の堆積物からなっているが，堆積物の厚さは主段丘に比べてはるかに薄く，中位段丘で6.5m，下位段丘で約3m にすぎない。

サマ盆地の地形と堆積物の調査からこの地域の地形発達史は次のように推定される。ブリ・ガンダキの谷をうめた谷氷河はマナスルの北氷河，北東氷河，ルークーの南東氷河が合流したものであり，最終氷期の氷河拡大期には氷舌端はサマ盆地よりさらに下流にのびていた。最終氷期の氷河後退期に入り，氷舌端はサマ盆地の下流端に一時停滞してモレーンをつくった。その後サマ盆地の上流端近くまで急速に後退した氷河は，氷河前面に発達する堆積物や，盆地下流端のモレーンとの間にできた湖の堆積物で盆地を埋積した。これによって主段丘の段丘面が形成された。ひき続く氷河後退期には主段丘面が下刻され，次の氷河停滞期（サマ・ゴンパ期）に中位段丘面が形成された。その後の氷河後退期には中位段丘面の下刻が行なわれ，最後の氷河停滞期に下位段丘面がつくられた。現在は氷舌端での解氷がすすみ氷河は後退中であり，ブリ・ガンダキの河床は下刻されつつある。

氷期におけるヒマラヤの氷河の消長についての研究はアルプスやアンデスに比べてはるかに遅れており，断片的なモレーンの観察・記載の段階をへてようやくより系統的な調査が始められたばかりにすぎない。クンブ地域については IWATA（1976）によって新たにモレーンの細分がなされており，今後，各地域での比較対比が望まれる。

一方さまざまな発達史をへて現在に至っているヒマラヤの地形が，現在どのような営力のもとでどのような変化をとげつつあるかという観点にたつ研究も新たに行なわれるようになった。BERTAND・DOLLFUS*・HUBSCHMAN（U. E. R. de Géographie，トールーズ大学，Institut de Géographie，パリVII大学*）らはテライ，シワリク，マハバラート，グレート・ヒマラヤなど，気候・地形条件の異なる中部ネパールのいくつかの地域において，地形形成に大きな役割をもつと考えられている降水の配分のされ方のちがいと，さまざまな地形，地表条件（表層地質・斜面勾配・植生・人為的影響の多少など）のちがいに応じてどのような地形形成営力が生じているかを，きわめて図式的なかたちで示した。たとえばグレート・ヒマラヤの氷雪帯では次のような図式が成立つ。

A 水分の供給

① プレ・モンスーン：降雪は少ない

② モンスーン：降雪による氷河の涵養

③ ポスト・モンスーン：あっても少量の降雪.

この他に毎日の降霜と，積雪分布を決める強風の影響がある。

B 地表条件

① さまざまな氷河面：氷帽，懸垂氷河，氷舌

など

② いくつかの蘚苔類をつけた岩面

③ ほとんど風化されておらず，不安定な，新しいモレーンでうめられた谷

C 地形形成作用

① 氷河（なだれ，氷体の移動）

② 氷河の下での水流

③ モレーンの崩落

④ 岩壁での凍結破砕と崖錐形成

⑤ 氷河表面にペニテントをつくる氷の昇華

3,200～3,500m の地域では，

A 水分の供給

① プレ・モンスーン：降雪を伴なう嵐

② モンスーン：4ヶ月，雲量大

③ 冬：霜，積雪

気温の季節変化が明瞭

B 地表条件

① 氷河でつくられた稜線
ニヴェーション・サーク

② 岩屑で覆われた山脈の斜面

③ 氷河・周氷河作用による厚い堆積物
(モンスーン時の風化を受けている)

④ *Abies spectabilis*～*Pinus excelsa*, *Betula*, *Juniperus* などの豊富な森林植生と高山草原

⑤ 放牧によつて伐材された森林

C 地形形成作用

① 礫の移動

② 局地的な山崩れ

③ 表層では周氷河作用による微地形の形成

④ 乾期における表層物質中での水分の移動

同じく DOLLFUS との共同作業で BEROUTCHACHVILI (Fac. Géogr. Univ. Tbilissi, ソ連)も，季節変化に重点をおいた地形変化のようすを中部ネパールについて考察している。彼はまず地表面に作用する水と大気の作用を géome，動植物と微生物の働きを biocénose と呼び，これら二つの作用にさらに人為的な作用を加えたものを géosystème と名付ける。géosystème の垂直な断面をとってみると，あるまとまりをもついくつかの階層に分けられるので，それぞれの階層を géohorizon と呼ぶ。たとえば気温，風によって示される aéromasse，大気湿度や土壌水分，積雪，降雨，流水などからなる hydromasse，地表物質や大気中の岩粉，河流中の浮流物質などからなる lithomasse などである。これらの一つ一つの要素をすべて記号化して表わし，一年を通じた地形変化に対してそれぞれの要素がどのような関わりをもっているかを，いろいろな種類の矢印で示せば，ある地域における一年間の地表状態の変化を記号化することができ，またそこからその地域の géosystème にとって何が最も主要な地表状態かをよみとれるであろうというのが彼等の主張である。

これらの論文に共通してみられるのは，地形ないし地表面の変化を一つのシステムとして把え，その変化に働くそれぞれの要素を定量化して，季節変化や年変化のダイナミズムを量的に把握しようとする努力の現れであろう。しかし BEROUTCHACHVILI の論文は方法論の不完全な呈示に終わっているし，BERTAND らの論文も，野外での観察から得られた諸現象を単に図式化したにとどまっている。必要なのは彼らも強調しているように，個々の要素の働きに具体的な数値を与える継続的な観測値であり，意味をもった実測値であろう。名大水圏研を中心とする Glacial Expedition of Nepal (1973～74; HIGUCHI et al. 1976) は明確にその方向を目指しているし，KRAUS (1966) らのドイツの学者たちも同じクンブ地域で気象観測などを行なってきた。THOURET (Inst. Géogr. Alpine, グルノーブル) は，ガネッシュ・ヒマールの Ankhu Khola 流域で5月から9月にかけ，550～4,350m にわたる各高度の最高・最低気温を実測した。温度・湿度計は 1,200m, 1,550m, 2,000m, 2,900m, 4,350mの各点におかれ，他は移動観測によって多くの実測値を得た。観測を行なったガネッシュ・ヒマールの南面は，南東モンスーンの影響をまともに受けるので，6月15日～9月15日のモンスーン期間中，降水量は少なくとも 3,000mm に達した。温度低減率は100m につき 0.50°～0.71°C にわたり，高度による温度変化にはいずれの場合にも2つの急激な変化帯がみとめられた。1つは 1,400～1,600m の高度，他は 2,700～3,000m の間に

みられるものである。この2つの温度低減率の急激な変化帯が，熱帯乾燥気団，湿潤モンスーン気団，ヒマラヤ気団の接点にそれぞれ対応するかどうかは今後の問題である。しかしモンスーン気団によって均一化された2,000〜2,700m の高度帯では温度低減率は極めて小さく（プレ・モンスーンには当然大きくなる），湿度も最高となる。これはモンスーン中，毎日形成される雲のフロントが常に2,200m ほどの高さにあるためであろう。温度低減率がこれに次いで小さくなるのは3,000〜3,700 m の高度帯で，湿度も2番目に高く，3,500m 付近で第2の極大を示している。しかしモンスーンの頂部がどこまで達しているかはなお不明である。今後は測点をふやすとともに，とくにモンスーンの影響範囲を確定するために，より広い高度にわたつて調べる必要があろう。また斜面の向きや，植生の有無，耕作地の有無などによって，どのようなちがいが生ずるかを調べることも重要である。

III. 地 質 学

(1) 中・古生界

二畳・三畳系の境界問題はヒマラヤの層序学的研究にとって一つの重要なテーマである。ネパール・ヒマラヤのチベット帯では，オルドビス紀下部からアプシアンに至る化石に富んだ厚い堆積物がみられるが，二畳系と三畳系の間には顕著な不整合はみられず，三畳紀のアンモナイトを含む石灰岩は，二畳紀の砕屑岩層の上に見かけ上整合にのっている。BASSOULLET et COLCHEN (Lab. Micropaléontologie, Lab. Géologie Historique, パリ VI大学）はアンナプルナ北部 Thak Khola 地域，マナスル北部のヌブリ，ガネッシュ・ヒマール北部のツムの三地域における調査結果を報告した。それによれば二畳系・三畳系の境界付近ではいずれの地域でも明確な3つの堆積相が認められる。

① 砕屑岩を主体とし，コーツアイトに富み赤色風化面によって示されるいくつかの堆積間隙をもつ堆積相

② 時として礫質になり，底質・浮遊性石灰質遺骸のいずれをも含む，かなり動きの激しい環境を示す炭酸塩質の堆積相

③ 薄い殻をもつ軟体動物化石を含む静かな環境を示す炭酸塩質堆積物

②においてはなお砕屑物が多く，中にみられるブラキオポーダやブライオゾアなどの破片から中部浅海帯の，かなり動きの激しい堆積環境が推定されるが，③では明らかに海は深まり，より静かな堆積環境を示している。ターク・コーラ地域では③は下部スキチックのベースを示す *Otoceras sp. aff. woodwardi* GRIESBACH を含むドロミティックな石灰岩であり，②は三畳紀型の化石を全く含まず，二畳紀型のブライオゾアを含んでいる。②③の境界よりも数 m 下には *Spiriferella rajah* を含む層準があるが，二畳系最上部はおそらく欠如しているものと思われる。結局，二畳・三畳系の境界は③のベースにひかれるであろう。ツム地区では *Gyronites* を含む石灰岩のベースがそれに当たる。いずれにしてもヒマラヤ全域を通じて二畳・三畳系の境界は上述したような堆積相の変化を伴なうことを著しい特徴としている。北西ネパールの Dolpo 地域の二畳系については WATER HOUSE (Dep. Geology & Min., Univ. Queensland, オーストラリア）が報告し，カシミール層序との対比を行なった。また MARIE LEGRAND-BLAIN (Dep. Sci. Terre., アルジェリア）はヒマラヤの二畳系を特徴づける *Spiriferella rajah* (Salter) について新種の記載を行ない，GUPTA (Centre of Advanced Study in Geology, インド）はカシミールからネパールまでのチベット帯に見られる Kioto 石灰岩の層序学的位置について述べた。

中・古生界についての層序学的な議論は今回の会議ではほとんど行なわれなかった。会議の中心的なテーマはヒマラヤの古地理的発展であり，以下それに関連する議論についていくつかを報告しよう。

(2) ヒマラヤの堆積盆

FUCHS (Geologische Bundesanstalt, オーストリア）はヒマラヤの地質構造を南から北へ次のように整理した。

I. 第三系よりなるサブ・ヒマラヤ

a. Siwarik 帯 (Main Boundary Thrust=

M. B. T. 以南)

b. Murree 帯 (M. B. T.～Murree Thrust の間)

II. レッサー・ヒマラヤ(Murree Thrust～Main Central Thrust＝M. C. T. の間)

a. Parautochtonous Unit (変位量は約15km)

b. Simla Slate Thrust Sheet および Rukum ナップ

c. Chail ナップ (ネパールでは Thrust による移動量は100km に近く，すべての岩石は一般にグリーン・シスト・ファシースの変成をこうむっている。)

III. グレート・ヒマラヤ (M. C. T. の北側)

a. 下部結晶質ナップ (結晶質岩の basal wedge をなす)

b. 上部結晶質ナップ (Tibetan Slab : 5,000～10.000m に達するミグマタイトに富んだ結晶質岩．頂部に向かつて変成度は減少し，弱変成のチベット帯の基部に漸移する)

c. チベット帯 (化石に富んだプレカンブリアン～白亜紀中部のテーチス海の厚い堆積物からなる。高度の変成作用は基底部で消失するが，場所によりグリーン・シスト・ファシースの変成が，中生界まで及ぶことがある。)

d. インダス・フリッシュ (チベット帯とトランス・ヒマラヤに挟まれた部分，インダス・オフィオライト帯を含む)

以上のような層序と構造区分から FUCHS はヒマラヤの構造発達史を次のように要約した。

(1) プレカンブリアン～古生代初期にインド・シールドの北縁に地向斜が発達し，ついでカレドニアン造山運動をうけた。

(2) 以後，堆積盆はレッサー・ヒマラヤとテーチス(チベット帯)の二つに分離したが，いずれもインド・シールドからは遠く離れていなかった。

(3) ヒマラヤ造山運動の始まりは白亜紀のフリッシュによって示される。

(4) 褶曲は始新世以後にインダス・フリッシュとともに始まり，次いで結晶質ナップと Chail ナップが Murree 帯の下部中新統に衝上し，さらにすでにかなり固結したヒマラヤ全体が，南側のモラッセ帯 (シワリク帯) に衝上した。

(5) ヒマラヤ山脈の上昇は洪積世以降に生じた。

SRIKANTIA (Geological Survey of India) も，ヒマラヤをチベット帯とレッサー・ヒマラヤの2つの並行する堆積区に区分している。M. C. T. によって隔てられたこの2つの堆積区は同時に異なった構造区でもある。レッサー・ヒマラヤでは堆積のサイクルは，プラットフォーム (プレカンブリアン末期)→地向斜(プレカンブリアン末期～古生代後期)→Glacio-marine (石炭期後期)→プラットフォーム (二畳紀～三畳紀)→地向斜 (ジュラ紀→白亜紀)→浅海(暁新世→中新世初期)→モラッセ(中新世中期～洪積世) と変化しているが，チベット帯では地向斜と浅海性の堆積の両方がみられる堆積盆が，プレカンブリアンから白亜紀にかけていくつも形成されている。地向斜はシルル紀の造山運動に関連しており，中生代～新生代の Ladakh 堆積盆は，ヒマラヤ造山運動と同時に成長した堆積盆である。

FUCHS, SRIKANTIA のように，カレドニア造山運動以後，ヒマラヤがはっきり二つの異なつた堆積盆に分化したとする見方に対してはいくつもの異論が出されている。COLCHEN らフランスの学者達は，レッサー・ヒマラヤとチベット帯を本来同一の堆積盆に発達したものと考えているし，GUPTA (前出) もチベット帯とレッサー・ヒマラヤの生層序学的研究を通じて両者が単一の地向斜堆積物であるとの見解を述べた。GUPTA の見解は従来，化石をほとんど産することがなかったレッサー・ヒマラヤからオルドビス紀～シルル紀に至るブライオゾア，中部～上部デボン紀の三葉虫，コノドント，腕足類，上部石炭紀～下部二畳紀の胞子，花粉など多くの化石が見出されてきたという事実に基いている。彼はこれらの化石群がチベット帯から産する化石群と多くの類似性をもっているとして，単一地向斜説の有力な証拠としている。また SHARMA, V. P. (Geological Survey of India) も，従来あまり詳しい調査の行なわれてこなかった Jammu Himalaya の層序を再検討し，カシミールで知られているのと同様なプレカンブリアンからジュラ紀に至る連続した堆積物の存在を報告した。とくに Jammu

Himalaya 南東部におけるデボン紀から三畳紀に至る化石に富んだ連続した地層は，テーチスの堆積盆がカシミール，スピティ地域に終らず，さらに南部までのびてレッサー・ヒマラヤにまで及んでいたことを証拠だてるものとされた。また Archaean から三畳紀まで完全に整合で地層が重なっていること，逆にこれらの地層はプレカンブリアンの Central Gneiss およびシストに下方で漸移していくこと，フェンスター帯を欠いていることなどは，この地域に200km 以上もの水平ずれを考える従来のナップ説と対立する。この地域の地質構造は彼によれば結局広大なアンチクリノリウムであり，インライアーとしてカンブリア～シルル系に囲まれたプレカンブリアンの片麻岩やシストが露出し，南には化石に富むデボン～三畳系がシンクリノリウムを形成し，北側もカンブリア～三畳系がいくつもの褶曲をくりかえしてカシミールのシンクリノリウムの一部をなしているというのである。

レッサー・ヒマラヤに関してはこの他にも VALDIYA (Dep. Geol. Kumaon Univ., インド), SHARMA K. K. (Wadia Inst., インド) などによって各地域の地質が報告されたが，レッサー・ヒマラヤの構造とヒマラヤの古地理的発展における位置づけに関してはなお多くの問題が残されている。たとえばアンナプルナ，マナスル，ガネッシュ・ヒマール地域では，レッサー・ヒマラヤを構成する Midland Formations (HASHIMOTO et al., 1973 の Midland Zone) は化石を殆んど産しないことから，その時代について議論が絶えないが，HASHIMOTO et al. (1973) がこれを Eocambrian としているのに対して，LE FORT (1975) や PECHER (Inst. Dolomieu, グルノーブル大) は，これを古生界とし，上部については中生界であると考えている。またレッサー・ヒマラヤの構造は，ここでもモディ・コーラからブリ・ガンダキまで追跡される広大なアンチクリノリウムであるとされている。

(3) M. C. T. (Main Central Thrust)

M. C. T. はグレート・ヒマラヤの結晶質岩 (とくに Tibetan Slab) とチベット帯の堆積岩を南にひきずってきている水平に近い衝上断層である。その形成期は LE FORT (1975) によって漸新世とされている。M. C. T. の位置やその構造，形成機構の解明は，チベット帯とレッサー・ヒマラヤとの関係を明らかにするだけでなく，ヒマラヤの発達史全体と関わる重要なテーマであって，今回の会議でも最も活発に議論が戦わされた。しかし見解は様々であって，結論を出すにはまだ多くの調査，研究が必要であると思われる。

PECHER (前出) はアンナプルナ，マナスル，ガネッシュ・ヒマールの M. C. T. とその周辺の構造について述べた。チベット帯の堆積岩はこの地域では大きな逆転した褶曲をなし，結晶質岩と Midland Formation の北縁部は北に傾斜する単斜構造をなしている。M. C. T. はこの単斜部に存在する。さらに南では前述した広大なアンチクリノリウム (ポカラークンチャーゴルキャ・アンチクリノリウム) となる。これらの構造は北から南へと次々に移ってきた3つの変形の結果の反映であり，インド・プレートが中国側プレートに衝突するさいの，北から南に向かつての造山運動の移動を示すものとされた。M. C. T. に関する構造解析によれば，M. C. T. の変形は主としてスライディングによるものであり，M. C. T. の時代については，ミグマタイト化した Tibetan slab からもたらされたチベット帯の花崗岩の年代 (28m.y.) を，M. C. T. の主形成期にやや先行するものとしている。

BRUNEL et ANDRIEUX (Inst. Géosci. パリⅦ大学) は東ネパールにおける M. C. T. について報告し，カトマンドウ盆地の南にそびえるマハバラート山地でレッサー・ヒマラヤの堆積物を覆っている結晶質ナップは，グレート・ヒマラヤの結晶質岩が M. C. T. にそって南にひきずられてできたクリッペであると解釈した。したがって M. C. T. によるナップの移動量は，少なくとも100km に達することになる。この点はカトマンドウ地域にナップの存在を認めない橋本・太田ら日本のヒマラヤ研究者の見解と真向から対立するところであり，橋本氏らの参加がなかったために実のある討論がなされなかったことは，会議のためにも不幸なことであった。BRUNEL・ANDRIEUX が M. C. T. の存在を認める有力な根拠は

次の2点である。

1) M. C. T. を境にして，上位にはグレート・ヒマラヤの結晶質岩が，グレート・ヒマラヤでみられるのと同じ層序—下位より藍晶石を伴なう片麻岩(第1層)，大理石，カルク・マグネシウム片麻岩(第2層)，オルソ片麻岩(第3層)——でつみ重なり，それらがより変成度の小さいシスト，石灰岩，コーツァイト，グラファイト・シストなどの上にのっていること。

2) M. C. T. をはさんで，逆グレーディングを示す変成分帯がみられ，とくに M. C. T. にともなう藍晶石・シリマナイト帯は，地質構造と全く一致して少なくとも 100km 以上にわたって追跡されること。

このような事実の説明として，彼らは水平に近い衝上断層の存在を認めることが不可欠であるとしているが，さらに M. C. T. における石英のファブリック解析の結果も，彼らの考える M. C. T. のシアーの方向や，単一のシアー・モデルとよく一致しているという。

プレートの移動・衝突によって M. C. T. の形成や，ヒマラヤの地質構造全体を解釈しようとする立場はアメリカの学者に顕著であり，今回の会議でも MOLMAR, TOKSÖZ などによってやや強硬と思われるまでに主張された。TOKOSÖZ et BIRD (Inst. Technology, ケンブリッジ大) は有限要素法によってヒマラヤ造山運動のモデル化を行なった結果を発表した。彼らは重力探査や地震・垂直変位量などの地球物理学的なデータから有限要素網をつくり，M. B. T. を横断する方向での地殻の上昇速度をシミュレートするようなモデルをつくった。最終的に求められたモデルでは M. B. T. と M. C. T. の間に集中する現在の震源の位置や，地震の際の浅い北東に傾いた逆断層面などが見事に再現された。これらの地震は 200bars 程度の低い降伏応力をもつヒマラヤの南西半にのみ生じている。さらに北東部のサブダクションを受けた地域では，岩石は充分に熱せられたためにクリープを生じており，地震を発生することがない。現在の地殻変動量に最も良くあうプレートの収れん速度はヒマラヤでは 1 cm/年である。またインド側と中国側の両プレートの収れんの大部分は，チベットの北にみられる中国側の大きな strike-slip fault の上で生じたと考えられた。レッサー・ヒマラヤへの衝上をもたらした大きな水平ストレスは，チベット高原の上昇とバランスをとっており，チベット高原の岩石は熱せられていて弱かったにもかかわらず，それらは厚い地殻による lithostatic な圧力によって衝突に抵抗したのである。ヒマラヤ山脈の上昇がプレートの衝突の時期から遅れて生じたのは，まずはじめにチベットが収縮をうけ，次いでヒマラヤの結晶質岩が南へ衝上するのに充分なまで，チベット高原が上昇する必要があったからだと彼らは考えている。しかし彼らのモデルによっては現在のシアー・ゾーンにおける摩擦熱は花崗岩の溶融をもたらすには弱すぎることも明らかになった。したがってグレート・ヒマラヤで過去に生じた花崗岩の溶融を考えるためには 1 m/年といった極めて大きい収れん速度を考えるか，マントルからの熱の供給を考えねばならない。

(4) インダス・オフィオライト帯

ヒマラヤの古地理的発展の解明にとって最も重要な問題の一つであるインダス・オフィオライト帯についての議論は M. C. T. に関する議論とともに今回の会議の焦点であった。しかし，インダス・ツァンポーの河谷に沿ってのびているオフィオライト帯についてはその大部分がチベットに属するため，この特異な構造帯についての我々の知識はなお非常に不充分な状態にある。Ladakh 地域のインダス・オフィオライト帯については SHAH (Univ. Jumm, インド) によって報告された。Ladakh のインダス・オフィオライト帯はヒマラヤの構造を斜めに切って西北西—東南東にのび，南側ではテーチスの堆積物がオフィライト帯に衝上し，北側ではオフィライト帯がラダック花崗岩の上にのる Kargil モラッセと，インダス・フリッシュに衝上している。南側のテーチスの堆積物は白亜紀中期～後期のフリッシュであるが，この中にはオフィオライト帯から切り離されたオフィオライトのマッスに伴なって，パーミアンから Lias に至る外来の石灰岩が見られる。これらの石灰岩こそ，かってより北方に堆積した本来の地向斜堆積物のレリックであり，GANSSER

(1964)はこの地域における本来の地向斜堆積物の欠如を，インダス・オフィオライト帯におけるサブダクションによって説明した。しかしこの解釈は外来の石灰岩がインダス・オフィオライト帯にはほとんど見られず，むしろその両側のテーチス海堆積物の中に広く見られるという事実によって受け入れ難いものとなる。このことはむしろ，かっての石灰質堆積物が隆起によって上昇し，オフィオライトの上を滑りながら南側に落ちこんでいったメカニズムを推定させる。この地域の構造発達史は彼によれば次のように要約される。

(1) パーミアン～Lias にかけてインド・プレートの北縁に地向斜堆積物が形成された。

(2) 白亜紀中～後期にかけてダウン・バックリングによる裂かが生じ，オフィオライトの形成をもたらした。

(3) 同時に北側ではラダック花崗岩が貫入して地背斜をつくり，これによって押上げられたオフィオライトとかつての地向斜堆積物は南側に滑り落ち，急速なダウン・バックリングによって成長しつつあったインド・プレート外縁のフリッシュ型の堆積盆中に落ち込んでいった。

(4) オフィオライトはなおも形成され，さらに厚い火成岩の貫入が続いた。地背斜の上昇は続き，これによる滑動はオフィオライトを褶曲させた。地背斜が海面上に出たときにはその南側にモラッセ型の堆積盆を生じ，第三紀初期の堆積物の形成をみた。

(5) 地殻の短縮化によって南側のテーチス・ヒマラヤはオフィオライト帯に衝上し，オフィオライト帯はラダック花崗岩とその上にのるモラッセに衝上した。

SRIKANTIA（前出）もラダックのインダス・オフィオライト帯をそのままかってのサブダクション・ゾーンとはみなしていない。彼によればインダス・オフィオライト帯は，インド・プレートと中国側プレートの衝突とサブダクションによって生じた，塩基性～超塩基性岩の火成活動と堆積作用を伴なう tentional zone であって，サブダクションの位置はむしろ M. C. T. によって表現されているというのである。

いっぽう MASCLE (Lab. Géol. Struct. パリVI大学）は，インダス・オフィオライト帯をかってインド・プレートと中国側プレートとの間に広がっていたテーチス海の海洋地殻のレリックであるとする考え（GANSSER; 1964, DEWEY et BIRD; 1970, LE FORT; 1975など）を総括している。彼によれば，トルコからアフガニスタンをへてチベットに連なり，さらにチモールに達するオフィオライト帯は，石炭紀から白亜紀初期に至る約２億年間に形成された海洋地殻が，三畳紀から漸新世に至る約２億年間の，インド・プレートと中国側プレートの衝突に伴なう構造運動によって変形を受けたものである。インダス・オフィオライト帯では，海洋地殻の形成期は三畳紀とされている。彼は三畳紀に約7,000km の幅をもっていたテーチス海が古第三紀に完全に閉じられてしまうまでのインド・プレートの移動速度を次のように見積っている。三畳紀：1 cm/年，ジュラ紀～白亜紀前期：3.2 cm/年，白亜紀後期～暁新世：5.6cm/年。暁新世～始新世：6.6cm/年。

終始この会議をリードした GANSSER (Technische Hochschule, チューリッヒ）は，彼のヒマラヤにおける長年の野外調査と，最近の ERTS 衛星写真による構造解析をもとに，インダス・スューチャー・ゾーンに関するいくつかの問題点を提供した。チベット側のカイラスでもオフィオライト帯は第３紀のモラッセと衝上関係にあり，ラダックでは三畳紀のフリッシュの存在が新たに見出されたことによって，この地域の地史は従来考えられていたよりはるかに複雑で古いものとなることが示唆された。きわめて大胆に，また単純化されすぎたヒマラヤ像だけがプレート・テクトニクスによるモデルにぴったりとあうのであり，今後ヒマラヤとチベットの関係については一層慎重に論じなければならないし，ヒマラヤの構造について現在出されている多くの学説も，もう一度すべての知識の上にたって再検討されなければならないという彼の結論は，またおそらくこの会議のもたらした最終的な結論とも言えるであろう。

あとがき

会議の公式の報告書は現在その作成が進められており，早ければ今年中に出版の運びとなるであ

ろう。紙幅の関係でここに紹介できなかった論文や，また筆者がヒマラヤの研究者ではないために充分に紹介しきれなかった会議の詳しい内容については，それによって知ることができるであろう。なおこの会議を契機として，フランスのC.N.R.S. によりヒマラヤに関するあらゆる文献の収集・整理を行なうことが決定された。日本におけるヒマラヤ研究の成果はヨーロッパではなお充分に知られておらず，一方ヨーロッパの研究者は日本の研究者の仕事に大きな関心をもっているので，文献を下記へ送られるよう希望する。

M. COLCHEN, Laboratoire de Géologie Historique, Université de Paris VI, 2, Place Jussieu 75221 Paris, CEDEX 05, France

または

M. JEST, RCP 253, Recherches sur l'écologie et la géologie de l'Himalaya central, Musée de l'Homme, Muséum National d'Histoire Naturelle, Palais de Chaillot, Paris 16ᵉ, France

おわりに，会議に出席の機会を与えられたパリⅦ大学の DOLLFUS 教授，多くの御教示をいただいたパリⅥ大学の COLCHEN 氏に謝意を表する。

文　献

(発表年のないものはすべて今回の会議に提出された論文である)。

1. BASSOULET, J. P. et COLCHEN, M.: La limite Permien-Trias dans le domaine Tibétain de l' Himalaya du Népal (Annapurnas-Ganesh Himal)
2. BERTAND, G., DOLLFUS, O. et HUBSCHMAN, J.: La dynamique des versants en relation avec la circulation de l'eau dans le centre du Népal
3. BEROUTCHACHVILI, N. (avec DOLLFUS, O.): Représentation graphique des changements d'état saisoniers dans quelques géosystèmes de l'Himalaya central
4. BRUNEL, M. et ANDRIEUX, J.: Déformations superposées et mécanismes associés au chevauchement central himalayan
5. DEWEY, J. F. et BIRD, J. M. (1970): Mountain belts and the new global tectonics. *Jour. Geoph. Res.*, **75**, 2626–2647.
6. FORT, M.: Contribution à l'étude de la sédimentation quaternaire de la haute chaine himalayanne: le bassin de Sama (Hante vallée de la Buri Gandaki, Népal Central)
7. FUCHS, G: The geology of the Himalayas in synoptic view
8. GANSSER, A: La suture de l'Himalaya
9. GANSSER, A. (1964): Geology of the Himalayas. Wiley Interscience, London. 289 p.
10. GUPTA, V. J.: Paleozoic biostratigraphy and paleogeography of the Himalaya
11. GUPTA, V. J.: Stratigraphic position of the Kioto Limestone of Himalaya
12. HASHIMOTO, S. et al. (1973): Geology of the Nepal Himalaya. Saikong Publishing Co., Sapporo. 286 p.
13. HIGUCHI, K. et al. (1976): Glaciers and climates of Nepal Himalayas —— Report of the Glacial Expedition to Nepal——. *Seppyo*, **38**, 1–129.
14. IWATA, S. (1976): Late Pleistocene and Holocene Moraines in the Sagarmatha (Everest) Region, Khumbu Himal. in HIGUCH K. et al. (1976) 109–114.
15. KRAUS (1966): Das Klima von Nepal. in Khumbu Himal, **1**, Springer Verlag, Berlin.
16. LE FORT, P. (1975): Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Amer. Jour. Science* **275**, 1–44.
17. LEGRAND-BLAIN, M.: Répartition du groupe de Spiriferella raja (SALTER, 1865) et description de Spiriferella nepalensis, Nov. sp. appartenant à ce groupe
18. MUSCLE, G: Quelques réflexions sur la question de l'océan thétysien
19. PECHER, A.: Deformation and Petrography in the Main Central Thrust zone
20. SHAH, S. K.: Indus Ophiolite belt and the tectonic setting of the Malla Johar-Kiogar exotics in Himalaya
21. SHARMA, K. K.: A contribution to

the geology of the Sutluj Valley, Kinnaur, Himachal Pradesh, India
22. SHARMA, V. P.: Stratigraphy and Structure of the Jammu Himalaya, Jammu and Kashimir State
23. SRIKANTIA, S. V.: Sedimentary cycles in the Himalaya and their significance on the orogenic evolution of the mountain belt
24. THOURET, J. C.: Etagement des rythmes thermiques et leurs déformations saisonières dans les hauts pays sous-himalayens (Népal Centre-Ouest)
25. TOKSÖZ, N. et BIRD, P.: Tectonophysics of the Continuing Himalayan orogeny
26. VALDIYA, K. S.: Structural set-up of the Kumaon Lesser Himalaya
27. WATERHOUSE, J. B.: The Permian rocks and fauna of Dolpo, North-West Nepal

(1977年3月28日受理)

書評と紹介

Franz Zwittkovits: Die Almen Österreichs, 419 S, 15 Abb., 24 Karten, 25 Bilder. 1974 Zillingdorf, Niederösterreich

アルプスの Alm, 高地牧場, という特異な伝統的土地利用にはつとに多くの関心が寄せられ，それについての研究報告は既に多くを算える。しかし，オーストリア全土のすべての Alm を対象として，多くの資料と現地調査との上に立って，これを詳細に，しかも総合的に扱った研究報告はこれまでまだ見当ってはいない。そのようなときに刊行されたのが本書である。

この書の著者は Wien 大学の Spreitzer 教授のもとで地理学を修め，次いで Wien 商科大学，さらに Salzburg 大学等の地理学教室に勤務し，その後は自由の立場にあって，広くこの問題の研究に没頭している少壮地理学者である。本書は Wien 大学時代以来の，この問題についての著者の研究を総まとめしたものである。しかし折角の本書も，それがオーストリア学術振興基金，諸学術団体等からの援助を受けての自費出版という形で世に送られたこともあってか，わが国などでは余り知られぬ儘に過ぎてきたうらみがある。筆者は現地調査の際，ふとした機会に本書を一読し，その内容に興味を覚えたので，最新刊とよぶには当たらぬかと思いつつも，ここにそのごく大要を紹介したい。

本書は序論，総論，地域篇，総括篇の4部から成る。序論ではまず Alm についての明確な概念規定がなされた後，位置・入山期間・経営目的・所有並びに経営形態等をそれぞれ指標としての Alm の類型化がなされる。それによって，オーストリア全土に分布する Alm の約4分の3までが，生態的森林限界の内側（つまり下位）に位置し，農の耕地，大部分の牧場，牧草地等と同様に，1種の開墾地であること，したがって，生態的森林限界より高所の高山草原に分布する高位 Alm とこれらの中位，低位の Alm との間には，主として気候条件に因る入山時期・入山期間，主として高距条件に因る Alm への家畜の運び上げ方，更にそれに伴なう山小屋の居構等に差異があるほかに，Alm での居住者の居住条件そのものにも差異のあること，機能的には，1950／52年の Alm 台帳にある全国で10,819を算える Alm のうち，その約6割までがいわゆる混合 Alm，4割弱が幼畜飼育 Alm にあたること；最も重要な生産物牛乳が生乳として搬出されるのか，それとも山小屋で製品に加工されるのかで大別されること；また経営形態からみると，所有者自らが経営するのか，借地人に委ねるのか，地役権行使の Alm なのかで事情は大きく異なること；また所有形態では個人所有にかかる Alm が圧倒的に多いのが現在の大きな特色であること，などが指摘される。

次いで，Alm の算定の種々の単位が解説され，さらに Alm 地域の自然地理的特性の概要，すなわち地質，地形，気候，植生，土壌等と Alm との係わりが，実に要領よく論述されている。序論の最後に収められている Alm の略史は，Alm を中心とする地方史であり，さらに加えて，特に18世紀以降の主要な資料の簡単な解説も行なわれている。

総論篇は1950／52年の Alm 台帳，1965年の家畜調査結果等を主要な資料として綴られたものである。ここでは国全体としての Alm の概観と，地域におろしての Alm の考察のために，全国の他に，Vorarlberg, Tirol, Salzburg, Kärnten, Steiermark, Oberösterreich, Niederösterreich の各州別の比較が試みられる。そこで採り上げられたのは，Alm の地目，Alm の所有・経営形態，Alm 集落の特性（分布高度，家屋規模，村からの距離等），家畜の構成および1950／52年～1965年の期間におけるその変化，Alm での主要生産物，Alm での人員構成などである。ここで既に Alm 全体としての著しい衰退傾向，その性格の変化，並びにその地域差が明らかに浮び上ってくる。

次は地域篇である。ここでは著者は1950／52の Alm 台帳に収められている計10,819のうちのその約5分の1に相当する Alm を採り上げ，その位置（高度，村からの距離をも含む），規模，経営，設備，作業，人員等を，既存の資料及び著者自らの現地調査によって明らかにする。また一

方，所在，所有形態，経営規模，発達過程等，種々の見地から選び出した25地域について，あるものは地域全体として，またあるものはその地域内にある個々の Alm を，それぞれ対象として，主として18世紀以降の Alm の変化を，資料を添えて克明にたどる。著者が最も力を注いだのは恐らくこの篇であろう。

以上の諸考察の上に立ってまとめられたのが総括篇である。ここで著者は，主として前世紀の半ば頃以降の，オーストリアの経済，社会の変化に伴なう Alm それ自体の変化，特に一方ではその衰退傾向を，Alm の分布の変化，経営の推移，地域協同体 Alm 及び高位 Alm の顕著な減少，小規模 Alm の増大，地役権の変転，他目的への Alm の転換，Alm の荒廃等を指摘するとともに，本来，その経済構造を著しく異にするオーストリア東部と西部との間では，Alm の変遷，変化において，ますます地域分化が進行中であること，および全般的衰退傾向の中にあって，Alm は特定の地域，特に集約的利用が可能で，かつ村からの往き来も容易な土地（従ってその多くは村に近接する）に向っての集中傾向が著しいことを他方では確証している。いい換えれば，オーストリアの Alm は，低位に立地する母村との直接の結び付きをとみに深めつつあるわけである。

巻末の付録にはいろいろな資料が収められている。最も多くの紙面が割かれているのは州別，地域別に，Alm の分布高度，牧畜期間，面積のほか，年次は多少は区々ではあるが，3つの年次における各 Alm 毎の経営形態，所有形態，家畜別頭数を表示したぼう大な表である。また Alm に関する文献，統計類，地図等の目録のほかに，Alm に関する術語を約150ほど集め，解説してあるのは，特異な用語が多いだけに，読者にとってははなはだ好都合である。

このように本書は，オーストリアの Alm そのものを理解する上でも，またこの国の山地の地誌を学ぶ上でも，その内容は一読する十分な価値を有するものといえよう。　　　　（矢沢大二）

協会記事

編集委員会（昭和52年5月31日）

出席者：矢沢委員長，安斉，井上，川上，河村，神戸，式，諏訪，高崎，前島，前田各委員。

議　事：

1. 地学雑誌第86巻4号編集について審議した。

理事会（昭和52年6月3日）

出席者：坪井会長，末野，保柳各副会長，岡山，神山各監事，片山，木村，佐藤，式，前島各理事，山内前監事，岩生，川上前理事。

議　事：

1. 理事の各分掌が次の通り決定。
   （イ）庶務・片山，（ロ）会計・木村，
   （ハ）行事・前島，（ニ）編集・式，
   （ホ）会員，図書・佐藤，
2. 各委員長を次の通り選出した。
   （イ）　行事委員長：前島，
   （ロ）　編集委員長：式，
   なお委員は各委員長が選任し，次回理事会に報告の上承認を受けることになつた。
3. 新旧理事，監事，委員長の事務引継ぎを行つた。
4. IGC 準備委員会の協会代表委員に前島理事，茂木昭夫，西川治両氏を追加した。
5. 将来検討委員会に新理事全員と湊秀雄会員を追加した。
6. 百年記念事業委員会の実行委員に新理事全員を追加した。

日本地学史資料調査委員会（昭和52年6月25日）

出席者：小林委員長，石山，岡山，木村，諏訪，湊，今井各委員。

議　事：

1. 坪井先生の口述をまとめる担当者を木村，渡辺，諏訪，湊各委員に決めた。

2. 後閑文之助氏を委員会に加えることを決めた。

編集委員会（昭和52年7月1日）

出席者：式委員長，安斉，川上，神戸，五条，諏訪，西川，前島，前田，矢沢各委員。

議　事：

1. 新旧委員会の事務引継ぎ
2. 6月16日，都立大学よりお茶の水女子大学へ編集事務を移管した。
3. 地学雑誌第86巻5号の編集を審議した。

理事会（昭和52年7月8日）

出席者：坪井会長，末野，保柳各副会長，岡山，神山各監事，片山，木村，佐藤，式，前島各理事。

議　事：

1. 正会員入退会申し込みを次の通り受理した。
入会：井内　昇，寺田　稔，野田浩司。
退会：平田茂留（逝去による）
2. 編集委員を次の通り委嘱することを決定した。
式　正英（委員長），安斉俊男，井上英二，井関弘太郎，川上喜代四，河村武，神戸信和，五条英司，佐藤　正，諏訪　彰，西川　治，前島郁雄，前田四郎，矢沢大二各委員。
3. 行事委員を次の通り委嘱することを決めた。
前島郁雄（委員長），金窪敏知，佐藤茂，佐藤　正，増沢譲太郎，吉田栄夫。
4. 長期正会員会費滞納者については，佐藤光之助理事が中心となって，具体的な処置を検討することとした。
5. 後閑文之助会員を日本地学史資料調査委員に追加することを承認した。

将来検討委員会（昭和52年8月10日）

出席者：末野委員長，片山，神山，川上，木村，斉藤，式，西川，前島，湊各委員，
他に坪井会長。

議　事：

1. 建設会社からの資料について片山委員より説明があり，意見の交換がなされた。
2. 仮称「国際資源情報センター」について西川委員から構想の説明があり，審議された。
3. 委員の追加次の通り決定，
木村達明，佐藤光之助，式　正英，前島郁雄，湊　秀雄の諸氏。

編集委員会（昭和52年9月8日）

出席者：式委員長，安斉，井上，川上，神戸，五条，佐藤，諏訪，西川，矢沢の各委員。

議　事：

1. 地学雑誌第86巻6号の編集について審議した。

将来検討委員会（昭和52年9月9日）

出席者：坪井会長，末野委員長，岩生，尾崎，片山，神山，木村，川上，斉藤，佐藤，保柳各委員。

議　事：

1. 仮称「国際資源情報センター」の構想に関する小委員会での話合いについて，神山委員から報告があった。
2. 斉藤委員から建設会社二社から提出された資料の比較検討の結果が報告された。
3. 片山委員から建設会社との接渉経過が報告された。
4. 総合的な判断として，会館の新築を推進する時機が到来したことで，合意が得られたので，次のような第一次答申を会長宛に提出した。

将来検討委員会第一次答申

東京地学協会会長　坪井誠太郎殿

将来検討委員会委員長　末野悌六

東京地学協会の将来に関しては，多くの希望や期待が持たれており，すでに委員会に提案されたものもあるが，それらについては，今後引き続き検討を予定している。ただ，地学会館の問題は，

経理上至急何らかの対策を講じなければならないので，とりあえずその検討結果をまとめて，第一次の答申とする次第である。

本日までに，会館の新築に関して複数の建設会社から資料が提出されたが，それらは計数上は大同小異であって，要するにテナントが確保できれば，会館を新築することによって，将来の協会運営に貢献できることを示している。また，最近の経済情勢は，建築に着手するのに絶好の機会と判断される。従って，地学協会としては，テナント確保の見込みがつき次第，会館の新築を推進すべきである。

地学会館の新築に際しては，理事会の下に実行委員会の性格を持つ会館建築委員会を設置して，責任の所在を明らかにし，その会計は協会運営のための経常収支からは分離するように要望する。

また，重要な契約については，事前に協会監事の監査を受けることが望ましい。

理事会は，この答申の趣旨に基いて，遅滞なく事務処理を進めてほしい。

昭和52年9月9日　　以上

理事会（昭和52年9月16日）

出席者：坪井会長，末野，保柳各副会長，岡山監事，片山，木村，佐藤，式，前島各理事

議　事：

1. 正会員入退会者の申し込みを次の通り受理した。
   入会：増田富士雄，猪郷久義，田　公好，中野光雄，高島　清，斉藤　祥
   退会：早坂一郎(逝去による)，畑井小虎（逝去による）
2. 長期滞納会員に関する件はさらに継続審議することになった。
3. 将来検討委員会第一次答申を受け入れることに決定し，とりあえず会館建築委員会を理事会の下に設置することにした。建築委員会長に片山理事，委員に木村理事，坂倉勝彦，平山健两会員を委嘱することにした。
4. 国際地理学会議準備委員会の財務委員に，前島理事を推せんすることとした。
5. 地学雑誌の広告料および地学雑誌定価の件を議した。
6. ウプサラ大学，スンドボリィ教授講演会開催の提案があり，承認した。

業　績[1]

早坂一郎先生は220篇の研究報告と15を越える単行本を残されている。その業績は，日本，中国，台湾，フィリッピン，チモールにわたり，層位学，古生物学―古生代から新生代に至る腕足類，貝類或は珊瑚類海膽類を中心として哺乳類並びに現生生物の生態にも及び，地形学，地震現象，火山，温泉にも触れている。

次にその主要なものを摘記する。

◆日本の北海道から琉球に及ぶもの……90篇

1914. A Tertiary Forest-Floor with Erect Stumps lately exposed in Sendai. *Sci. Rep., Tôhoku Imp. Univ.*, 2, I. (大正3年最初の報文)

1917. On a New Hydrozoan Fossil from the Torinosu-Limestone of Japan. *Ditto. IV*

On the Brachiopod Genus *Lyttonia*, with several Japanese and Chinese Examples. *Jour. Geol. Soc. Japan, XXIV.*

1921. 越後国青海村の石灰岩。地学雑誌 392号

The Limestone of Omi-mura, Prov. Echigo. *Jap. Jour. Geol. & Geogr. I.*

1922. On Some Tertiary Brachiopoda from Japan. *Scl. Rep., Tôhoku Imp. Univ.*, *2, VI.*

On Some Permian Brachiopods from the Kitakami Mountains. *Jap. Jour. Geol. & Geogr., I.*

1924. On the Fauna of the Anthracolithic Limestone of Omi-mura, Echigo. *Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ., 2, VIII.*

1925. 金生山産リットニアその他の腕足類。地質学雑誌 XXXII.

On Some Paleozoic Molluscs of Japan: Lamellibranchiata and Scaphopoda. *Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ., 2, VIII.*

Gestropods from Kinsyôzan, Gihu Pref. (Part II of "On Some Paleozoic Molluscs of Japan", *Mem. Fac. Sci. Taihoku Imp. Univ., III, I, 2.* (1943).

1926. On a New Carboniferous Brachiopod Fauna, Asio Mountains. *Proc. Imp. Acad. II.*

1932. Brachiopods of Mutsu Bay. *Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ., 4, VII.*

1936. The Japanese Carboniferous. *Rep. Internat. Geol. Congress, Washington.*

1939. On the Identity of *Echigophyllum* Y. and H. (1924) and *Amygdalophyllum* Dun and Benson (1920): with the Description of *A. giganteum* (Y. and H.). *Jour. Geol. Soc. Japan. XLVI.*

1951. Carboniferos Formations in the Japanese Islands. *Compte Rendus, 3me Congrès de Stratigr. et de Géol. du Carbonifère.* mit MINATO M.

1954. The Paleozoic of Japan. *C. R., XIX Session, Alger, Congrès Géol. Intern. Fasc. XIII.* mit MINATO M.

1954. *Sinospirifer*-Faunule from the Abukuma Plateau, in Comparison with the so-called Upper Devonian Brachiopod-Faunule of the Kitakami Mountains. *Trans. Proc., Palaeont. Soc. Japan, N. S., 16.* mit MINATO M.

1954. A *Foordiceras* from the Permian Formation of Central Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ. (Fac. Sci.)*

1) 学術会議は欧米に劣らぬ自然史博物館の建設を目的として，昭和31年に自然史研究センターを政府に勧告し，それが国立科学博物館の拡充計画の重要な柱となっているが，その特別委員会委員長としての役割を業績の一つに追加したい。

VIII. mit OZAKI, K

1957. Two permian Nautiloids from Takakura-yama, Fukushima Pref. *Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ. II, 6.*

1963. Some Permian Fossils from Southern Kitakami, I ～ X. *Proc. Japan Acad., XXXIX, 7.～XLIII, 7.* (1967).

1965. Some Cephalopods in the Permian Faunule of Takakura-yama, Fukushima Pref. *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan, N. S., 57.*

◆台湾に関するもの……………………80余篇

1929. 地形及地質に現はれたる台湾島近代史概観。台博学会報 101

1929. The Present Status of the Geological Researches in Formosa. *Proc. 4th Pacific Sci. Cong. Java.*

1929. The Post-Tertiary Earth Movements and Distribution of Earthquake Epicenters in the Island of Taiwan. *Proc. 4th Pacific Sci. Cong., Java.*

1930. 台湾にステゴドンの産する事に就いて(予報) 地質学雑誌 XXXV.

1932. 台南州新化郡左鎮庄地方に於ける化石哺乳動物の産出状態に就いて。ヴイナス III.

1933. 台湾第三系中の哺乳類化石層に就いて。台地紀 IV.

1934. Contribution to the post-Tertiary Physiographic Development of Taiwan (Formosa). *Proc. 5th Pacific Sci. Cong.*

1935. A Geological Note on the Taiwan Earthquake of April 21, 1935. *Proc. Imp. Acad. XI, 7.*
A *Discocyclina*-Limestone, Minami-Daibu in Takao Pref. Taiwan. *Ditto, XI, 8.*

1938. Terraces in Formosa. *Comptes Rendus, Congrès Intern. de Géogr. Amsterdam, II. B.*

1939. 台湾の地下増温率について。台地紀事 X.

1947. Notes on Some Fossil Echinoids of Taiwan, I, II, *Acta Geol. Taiwan. I, 1, 2.* mit MORISHITA, A.
Note on Some Fossil Echinoids of Taiwan, III, IV, *Ditto I, 2, II, 2.* (1948).
An Outline and Some Problems of the Stratigraphy of Taiwan. *Acta Geol. Taiwan,* II. mit RIN, Ch. and GAN, S.

1950. 台湾産化石海膽類。地学雑誌679号

◆中国本土，東北海南島，朝鮮半島‥‥20余篇

1916. 南満州石炭紀無脊椎動物群並に其時代。地質学雑誌 XXIII. (大正5年)

1917. 山東省博山地方産石炭紀腕足類に就いて。同上 XXIV.

1916–17. Palaeozoic Corals from Japan, Korea and China. *Jour. Geol. Soc. Tokyo. XXII. XXIII.* mit YABE, H.

1924. A New Locality of *Gigantopteris* in S. China. *Bull. Geol. Soc. China, III.*

1926. The Paleontological Geology of China in Comparison with that of Japan. *Ann. Rep. Work, Saito Hō-on Kai, no. 1.*

1947. A Permian Cephalopod Faunule from Chechiang Province, China. *Acta Geol. Taiwan. I, 1.*

1948. A Note on the Geology of Hainan Island. *Ditto, II. 1.*

1949. *Sinaechinus Kawaguchii* gen. et sp. nov., from the Bay of Tonkin. *Bull. Oceanogr. Inst. Taiwan, no. 5.*

◆フィリッピン，ティモール等…………10篇

1939. 蘭領ティモール東南部ニキニキ地方で拾得した紡錘虫石灰岩片に就いて。科学

1943. フィリッピン群島のジュラ紀層に就いて。附，三角貝属について。台地紀

XIV.
Arca multiformis MARTIN from Luzon. *Trans. Nat. Hist. Soc., Formosa, XXXIII.* On Fossil *Thyasira* in the Philippines. *Ditto.* A Second Note on the Occurrence of Fossil *Thyasira* in the Philippines. *Ditto.*

1950. A New Permian *Spirifer* from Timor. *Ditto. no. 3.* mit HOSONO M.

◆ソ連サハリン……………………1篇

1921. The Cretaceous Fanua from Russian Saghalin (Russian). *Rec. Geol. Committee, Rus. F. East, no. 12.*

(尾崎　博)

訃報

本協会会員畑井小虎君は，昭和52年9月12日，狭心症のため逝去された。ここに謹んで哀悼の意を表する。

会長　坪井誠太郎

畑井小虎博士は長く東北大学理学部地質学古生物学教室に在職し，同大学にて停年退官を迎え，名誉教授であられた。一時教育大学教授として教鞭を執られ，退官後は斉藤報恩会博物館長として任に当られた。博士の地質学，特に古生物学における造詣は極めて深く，また燃えるが如き情熱で若い研究者の指導にあたられ，多数の有益な研究者を世に送り出された。短かい教育大学在職中，研究者間に立派な論文が続出したことは印象に深い。博士の研究業績は極めて多いが，Cenozoic Brachiopoda (1940), Check List of Japanese Tertiary Marine Mollusca (1940), Pliocene Oolithus (1956), Japanese Miocene Reconsidered (1960), Micro-macroplaleontological Tertiary Correlation within Japanese Island (1967) その他，立派な論文が後世末永く残ることとなった。

(前田　四郎)

本協会会員平田茂留君は，昭和52年6月22日，白血病のため逝去された。ここに謹んで哀悼の意を表する。

会長　坪井誠太郎

平田茂留氏は明治44年高知県誕生，享年66歳。昭和8年高知県師範学校専攻科卒業，直ちに四国秩父帯の研究に従事，成果は地学雑誌に公表。昭和15年～22年本溪湖煤鉄公司，野村鉱業株式会社技師として満州・ボルネオの資源開発に尽力。昭和22年帰国後は高知県公私立中・高校に勤務，中・古生層の地質古生物研究を推進，昭和51年蒐集化石標本は1万8021点に達し，その中から21種のタイプ標本が誕生。昭和43年標本のすべてを高知県に寄贈，県立牧野植物園内に化石館が設立された。平田コレクションとこれに関する化石の目録，図集1集～4集は地質学界・古生物学界に貢献するところきわめて大きい。小林貞一先生も述べておられるごとく氏は，山崎直方，寺田寅彦，田中茂穂，牧野富太郎諸博士と共に土佐の生んだ優れた地学者の一人として永遠にその名は残るであろう。願わくば平田コレクションの永久保存を切望するものである。

(神戸　信和)

県別地

県名	[illegible]
青森県	2
同上説明	
宮城県	2
山形県	2
福島県	2
茨城県	2
栃木県	2
群馬県	2
同上説明	
埼玉県	2
千葉県	2
新潟県	2
山梨県	1
-	1
長野県	2
静岡県	2
同上説明	
愛知県	2
岐阜県	2
滋賀県	2
京都府	2
奈良県	2
和歌山県	2
鳥取県	2
岡山県	2
広島県	2
山口県	2
徳島県	
同上説明	
香川県	
高知県	
福岡県	
佐賀県	
長崎県	
熊本県	
大分県	
宮崎県	
鹿児島県	
同上説明	
沖縄県	
浜松	
静岡・清水	
上伊那	

地学雑誌 第821号 昭和52年10月20日印刷
昭和52年10月25日発行

編集兼発行者 式 正英
発行所 社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号 102
電話 東京 (261) 0809番
振替口座東京 66278番

印刷所 一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎 3-12-15

東京地学協会取扱い出版物　（▲印新刊）

$\frac{1}{5万}$ 地質図説明書付き（△印を除く）

各460円 〒400円
上松・今治西部・伊予三崎・岩館・渡島小島・飫肥・蟹田・串本・小清水・小泊・垂水・妻籠・都井岬・西方・八丈島・春立・東茂住・幌加内・本岐・神子元島・三日市・焼尻島・湯本・吉野山・足尾・厚田・阿仁合・網走・荒島岳・飯田・伊万里・岩内・羽前金山・宇部・宇部東部・内の浦・襟裳岬・遠別・大江山・大垣・大迫・大畑・近江長浜・大村・奥津・鬼鹿・尾花沢・小浜・雄冬・渡島大島・大屋市場・海南・蠣ノ浦・加子母・金木・加治木・鹿屋・上里・唐津・冠島・霧島山・北見・鞍岡・草津・甲府・小口瀬戸・国分・国領・昆布森・佐用・猿留・志布志・城端・周匝・須坂・川内・男女群島・鷹巣・田沢湖・但馬竹田・達布・田並・太良鉱山・丹後由良・近川・智頭・津山東部・月形・土淵・都農・徳舜瞥・当別・動木・苫前・富高・那智・男体山・仁位・西徳富・沼田・根雨・鋸崎・羽島・初浦・羽幌・浜益・美幌・盤岳・肥前高島付野母崎・日奈久・日向青島・平戸・弘前・肥前江ノ島・人首・深浦・船津・幌泉・母衣月・三島・三田井・三厩・森吉山・門別・焼石岳・米子・呼子・留萌・涌谷・若柳

各600円 〒400円
赤穂・阿寒湖・秋葉山

各890円 〒450円
五所川原・田老・妹背牛・△横田・脇野沢

850円 〒400円
山形市北部地質図

各2,390円 〒500円
竹田・蓼科山

2,390円 〒（都内 450、第一地帯 550、第二〃 650、第三〃 750）
浜松

各1,390円 〒450円
磯浜・岩沼・魚津・渡島福島・川尻・金華山・熊石・久遠・五城目・竹貫・鶴居・富江・那珂湊・野尻・彦根東部・都城・陸奥川内・米内沢

各1,510円 〒450円
羽後和田・大鰐・館・▲多里・飛騨古川

各1,840円 〒450円
秋田・八ヶ岳

各〒400円
芦辺・勝本・郷ノ浦　1組 600円
大槌・霞露岳　〃 600円
大間・佐井　1組 600円
阿田和・新宮　1組 890円
伊予高山・八幡浜　〃 890円
掛塚・見付　〃 890円

地学雑誌　隔月発行，1カ年8,700円（送料を含む）。巻号によっては分売いたします。

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 86, No. 6 (822), 1977

目　　次

論説・報告
飯山敏道：化学地質学の展望……………………………………………………(1)
西村暸二・斉藤　祥・谷岡誠一・門脇　淳：鹿児島県新島南部の海底崩壊について………(6)
高橋作次・杉浦　直：横手盆地南部における農村家屋形態の特色と変貌…………………(24)
短　報
池田安隆：奄美大島の海岸段丘と第四紀後期の地殻変動……………………………………(43)
浜田隆士：万国地質学会議最近の動向……………………………………………………(50)
書評と紹介
平田茂留：化石の目録と図集；第１集，第２集，第３集，第４集（神戸信和）……………(59)
学会記事………………………………………………………………………………(61)
会　告…………………………………………………………………………………(64)
口　絵：アールベルク峠付近のなだれ多発地域（前島郁雄）

CONTENTS

Géologie chimique, sa nature et ses prospectives……………Toshimichi IIYAMA (1)
On a Submarine Landslide at the South of Shin-jima, Kagoshima Prefecture……………Keiji NISHIMURA, Sho SAITO, Seiichi TANIOKA and Kiyoshi KADOWAKI (6)
Farmhouse Forms in the Southern Part of the Yokote Basin, Northeastern Japan: Regional Characteristics and Recent Changes……………Sakuji TAKAHASHI and Tadashi SUGIURA (24)
Coastal Terraces and their Deformations in Amami-Oshima, Ryukyu Islands, Southern Japan……………Yasutaka IKEDA (43)
Trends of International Geological Congress in Recent Years……Takashi HAMADA (50)

Book Review, Society's News……………………………………………………(59)

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

東京地学協会取扱い出版物

（▲印新刊）

各 〒 400円

1/200万	日本地質図	1,560
1/200万	日本変成相図	700
1/200万	日本の火山	1,490
1/200万	日本炭田図	890
1/200万	日本鉱床生成図(14)	720
1/200万	日本鉱床生成図(15)	940
1/ 20万	中部地方領家帯	2,010
1/ 50万	後期新生代地質構造図東京	1,280
1/ 50万	地質構造図秋田	1,090
1/2万5千	佐世保北部	850
1/2万5千	生駒山地西麓部	830
1/2万5千	鬼　　首	650
1/ 10万	石狩沖積低地	1,240
1/ 50万	第四紀地殻変動図近畿	1,580
1/200万	日本油田ガス田分布図	1,150
1/200万	粘土鉱床分布図	1,370
1/ 10万	東京湾周辺地域の地質	2,500
1/500万	An Outline of the Geology of Japan	1,800
1/ 5万	阿寺断層周辺地域の地質構造図	2,520
1/200万	日本温泉分布図	1,280
	日本温泉鉱泉一覧	930
1/200万	絶対年代図(16-1)花崗岩	650
1/200万	絶対年代図(16-2)変成岩	900
1/ 20万	海洋地質図Ⅰ，甑島周辺海域海底地質図	1,680
1/ 20万	海洋地質図Ⅱ，対馬五島海域表層地質図	1,350
1/ 20万	海洋地質図Ⅲ，相模灘及付近海底地質図	1,840
1/ 20万	海洋地質図Ⅳ，相模灘及付近表層堆積図	1,630
1/ 20万	海洋地質図Ⅴ，紀伊水道南方海底地質図	1,700
1/ 20万	海洋地質図Ⅵ，紀伊水道南方表層堆積図	1,280
1/100万	海洋地質図Ⅶ，琉球島弧周辺広域海底地質図	3,610
1/100万	▲海洋地質図Ⅷ、西南日本外帯沖広域海底地質図	2,000

日本油田ガス田図(Ⅰ)	青　山　奥	820
日本油田ガス田図(Ⅱ)	横　　浜	820
日本油田ガス田図(Ⅲ)	長　宮　賀	820
日本油田ガス田図(Ⅶ)	魚　　沼	3,410 ~750
日本油田ガス田図(Ⅷ)	長　　岡	1,510
日本油田ガス田図(Ⅸ)	七　　谷	820
日本油田ガス田図(Ⅹ)	茂　　原	2,140
日本油田ガス田図(Ⅺ)	佐　　渡	1,510
▲　同　　上	佐　　渡説明書	1,510

各 〒 400円

日本水理地質図(Ⅰ)	木曽川左岸・矢作川・豊川流域	840
日本水理地質図(Ⅳ)	山梨県釜無川および笛吹川流域	650
日本水理地質図(Ⅴ)	香東川・土器川・財田川流域	650
日本水理地質図(Ⅵ)	愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域	650
日本水理地質図(Ⅶ)	千葉西部	650
日本水理地質図(Ⅷ)	奈良県大和川流域	650
日本水理地質図(Ⅺ)	長野県松本盆地	650
日本水理地質図(Ⅻ)	兵庫県南西部	840
日本水理地質図(XⅢ)	佐賀・福岡県筑後川中流域	840
日本水理地質図(XⅤ)	都城盆地	840
日本水理地質図(XⅥ)	仙台湾臨海地域	840
日本水理地質図(XⅦ)	高知県・鏡川・国分川および物部川流域	840
日本水理地質図(XⅧ)	福岡・大分山国川および駅館川流域	840
日本水理地質図(XⅨ)	熊本県白川および黒川流域	840
日本水理地質図(XX)	鳥取県日野川流域	840
日本水理地質図(XXⅠ)	福岡県矢部川中流域	840
日本水理地質図(XXⅡ)	山梨・長野県釜無川上流域	1,110
日本水理地質図(XXⅢ)	長野・群馬県湯川および吾妻川流域	1,390
日本水理地質図(XXⅣ)	長野県千曲川中流域	1,390
日本水理地質図(XXⅤ)	島原半島	1,510

北海道金属・非金属鉱床総覧　Ⅰ	610
北海道金属・非金属鉱床総覧　Ⅱ	590
北海道金属・非金属鉱床総覧　Ⅲ	560

各 〒 450円

空中磁気図(Ⅰ)	酒田−村上−弥彦−糸魚川海域	1,030
空中磁気図(Ⅱ)	稚内−利尻−遠別−留萌−札幌海域	1,030
空中磁気図(Ⅵ．Ⅶ)	気仙沼−岩沼−磐城−日立−鹿島−鴨川海域	1,030
空中磁気図(Ⅷ．Ⅸ．Ⅹ)	厚岸−浦幌−苫小牧−函館−富川−襟裳−積丹海域	1,030
空中磁気図(Ⅺ．Ⅻ)	輪島−福井−陸奥−尻屋崎−八戸−宮古−気仙沼−花巻海域	1,030
空中磁気図(XⅢ)	福井−豊岡−隠岐海域	590
空中磁気図(XⅣ．XⅤ．XⅥ)	豊橋−尾鷲−串本−紀伊水道−室戸−足摺−延岡−宮崎−日南−佐多岬海域	1,550
空中磁気図(XⅦ，XⅧ)	天北−十勝地域	590



写真 1　クロスター谷日向斜面のドイツトウヒ帯となだれ防止柵



写真 2　なだれ多発斜面下のアールベルク街道



写真 3　石造りの防壁でなだれに備えるシュトゥーベン部落

アールベルク峠付近のなだれ多発地域

The Kloster Valley with the protections against frequent avalanches, west of the Arlberg Pass, Austria.

オーストリア西部のアールベルク峠（1802m）を越えるアールベルク街道と，峠の下をトンネルを穿って通過する鉄道は，いずれも東アルプスの東西交通の大動脈である。峠の西に開いたクロスター谷はなだれ多発地域で，過去80年間になだれによる鉄道の運休は30回，延140日に及び，道路も１冬に平均25日の閉鎖を余儀なくされる。西から吹き込む気流がこの谷中で堰止められて多雪となるのが気象上の素因であるが，なだれが多発するのは南向き斜面である。この日向斜面は石灰岩から成り，平均傾斜30～45°と急で，結晶片岩から成る日陰斜面にくらべ森林の被覆が少ないことがその理由である。写真１にみるように，ドイツトウヒの森林帯はなだれ道により分断され，森林限界は1800mから1400mまで低下する。なだれの危険が最も大きいのは，植生が少ない崖錐が谷底まで達している部分である。なだれ道への積雪の崩落を防ぐためにアールベルク式なだれ止めと呼ばれる柵が各所に設置されている。日向斜面最下部を通る道路の側面にすでにそれが設けられていることが写真２で見られる。この道を越えてなだれが谷底へ崩落するので，小部落シュトゥーベンでは，写真３に見るように，その北東側に堅固な石造りの防壁を築いて，なだれに備えている。（1972年９月撮影　前島郁雄）

地学雑誌 86, 6 (1977)

化学地質学の展望

飯山敏道*

Géologie chimique, sa nature et ses prospectives

par J. T. IIYAMA

Résumé

Les études des phénomènes géologiques rencontrent de plus en plus de questions que l'on ne peut résoudre par simple combinaisons de résultats d'observations de roches naturelles et les théories fondamentaux existantes. Les recherches expérimentales de la pétrologie et de la géochimie restent empiriques malgré les progrès remarquables que l'on a accomplie. La manque des données sur les propriétés physico-chimiques des matériaux d'interêts géologiques empêche de prédire les réactions qui se produiront dans l'écorce et la partie plus profonde de notre globe.

L'auteur évoque la nécéssité de créer, surtout au Japon où l'enseignement de la géologie est encore trop naturaliste, une branche qui approfondit les aspects chimiques et physiques des phénomènes géologiques. Elle consacrera également à l'acquisition des données physico-chimiques des diverses phases qui participe à ces phénomènes. L'obtention des données thermodynamiques précises des minéraux et des magmas, des renseignements sur l'état des solutions aqueuses à hautes températures et sous hautes pressions de divers sels et celle des données sur les propriétés mécaniques des silicates sont quelques exemples à traiter dans cette branche.

Les résultats de tels travaux pourront aboutir à de nouvelles conceptions qui pourront fournir aux géologues de terrain des nouveaux points d'observations. L'auteur insiste, de ce fait, que les chercheurs de cette spécialité doivent posséder à la fois des connaissances de bases et les attitudes fondamentaux d'observations de la géologie et de la physico-chimie.

I. 緒　言

たしか，1950年代の初期の頃，米国のシカゴ大学では，地質学教室の分科を物理地質学，化学地質学，生物地質学の三つに組み直したと云う様に記憶する。今も尚，この分科を適用して居るかどうか，同大学の消息にうとい私は知らない。

従来，地質学は，岩石，鉱物，鉱床，地史，古生物，構造地質，堆積等，扱う対象によって分けられていた。これに対し，上記の分け方は，地質学的諸現象を研究する時に用いられる原理を主として分類したものである。何れの分科法がよいかは，人によって，その研究傾向，好みによって意見が異るであろう。

筆者は，何れの方法をとっても，地学の健全な発達は，実現され得ると思う。しかし，若し研究者が，各自の分野の既成概念に固執したならば，どんな分科法を用いても，大差ない結果となるであろう。化学

* 東京大学理学部地質学教室　Institut de Géologie, Faculté des Sciences, Université de Tokyo

地質学を最初に提唱したシカゴ大学が，その成果をよく収めたかどうか，判定は仲々難しい。

数年前から，オランダの Elsevier 書店から，Chemical Geology と云う名の雑誌が発行されている。近頃の論文，出版の洪水の世相の故か，この雑誌は岩石学及び地球化学の雑誌と云った感がする。まだ充分に，この雑誌の特性が出ていない様に見える。

筆者はこの程，学部3年生の選択課目として，化学地質学を開講することを提案し，認可された。この様に，私の考える化学地質学の概念をまとめ，説明して，来るべき21世紀の地質学と，その社会性とを考える資料を提供して見たい。

II. 岩石学の発達をふり返って

化学地質学とは如何なるものか，或はこれを如何に育てて行くべきか，と云う事を考えるための一つの資料として，変成論発達史をふり返って見よう。史実は，都城秋穂著 "変成岩と変成帯"[1] によくまとめられている。

時は18世紀の末にさかのぼる。今日我々が持っている変成岩に関する諸知識はまだ存在していないことを頭において，考えねばならない。当時の人々が見ていた岩石は，今日我々が見るものと同じであった事は確かである。露頭の状況は，当時の方がよかったかも知れないのである。

水成論者の WERNER やその弟子達も，火成論を唱えた HUTTON も，彼等の前にある岩石やその産状を当時の技術でよく観察した。この点に関し，両者に優劣の差をつける事は出来ないと思う。我々は，WERNER は，当時，時代おくれの技術で物を見ていたのではないかと考え易い。しかし，彼は，岩石，鉱物の分類に，その化学組成をとり入れていたし，鉱物，岩石の物性に関して，詳細な研究と記載をしていた事を忘れてはならない[2]。

では何が HUTTON と WERNER をこの様にまで対蹠的な立場に追いやってしまったのであろうか。私には，HUTTON は，"若し，地下深所が高温であったとしたら，どの様な事が起るだろう" と云う疑問を発し得た人であり，WERNER は，現在目前にある岩石の状態にのみとらわれてしまった点に一つの原因がある様に思われる。更に HUTTON の場合には，想定した条件に対し，岩石はどの様な挙動をするかと云う事を考える，論理の道筋を立てる目安に，当時の物理，化学の結論を利用する事をためらわなかったと云う事をあげ得ると思う。

変成岩の存在が広く世に認められるまでには更に半世紀を要した。岩石の研究が単なる記載と分類と云う立場から脱却し，岩石を一つの化学系と見做して，その構成相（鉱物）の状態を，系がおかれた物理条件に対応させて見ようとする発想に到達する頃には，19世紀も終ろうとしていたのである。物理化学の分野では，この頃には，熱力学の基礎は確立され，GIBBS の相律も漸く，化学者達に認識され始めていた。

GRUBENMANN, NIGGLI, BARROW 等は，経験的に，広域変成岩を，その鉱物組合せに従って分類する事が可能であり，これ等の岩石の分布に規則性がある事を見出していた。しかし，相律が岩石学にとり入れられ，研究推進の有力な武器となるためには，VOGT, HARKER 等の先駆的知見と，変成岩では，V.M. GOLDSCHMIDT の Oslo 地方の研究 (1911)，火成岩では，N.L. BOWEN の Reaction principle (1928) が出て来なければならなかったのである。

最近の話題に飛躍するが，1950年代頃から，岩石学では漸く，元素の共存鉱物間への分配の問題の重要性が，T.M.F. BARTH, H. RAMBERG 等によって指摘され，1960年代から今日迄，学会誌をかなり賑やかにして居る。この問題に関する理論は，H.W. NERNST や P.E.M. BERTHELOT が19世紀末には，展開して居たものである。

岩石学をはじめ，地質学の諸部門は，野外に出て，地質を調査し，岩石の産状を観察し，持ち帰った標

1) 都城秋穂，変成岩と変成帯，岩波書店 1967

2) Scapolite の別名として，Wernerite の名で彼の鉱物学上の貢献を記念して行こうという動きがあって，今日でも，詳しい鉱物学の本には，この名も記されている。

本を研究して，これ等の結果を総合して，岩石の成因，地質構造，地史等を明らかにする学問であると教えられている。従って，我々の研究手段の助けとなる，化学，物理学，或は生物学の今日の理論が，我々の中に入って来るのはかなり先のことになるのは当然だと考える人もかなり多い様に思われる。

しかし，我々の物の考え方，見方がそれ程遅れをとっていてよいものであろうか。新奇を衒い，生かじりの学説を出せと云っているのではない。今日の化学，物理学が得ている見解を我々が消化し，研究の道具としてのみでなく，我々の物の見方の中にとり入れるに至るまでに50年も100年もかかってよいものか，反省して見る必要がある。

III. 科学進歩の形態

すべての学問について同じ事が云えると思うが，科学の進歩は，新しい概念がその分野に入って来る事によって，段階的に進歩するものであって，同種類の資料の質がよくなり，量が多くなる事によって進歩する度合いは比較的少いものである。この事は，前章で二，三取りあげた，岩石学の歴史上の道程標とも云うべきものを見ても，解ることである。詳細を述べる事は避けたいが，1950年から今日に至る間の，本邦における岩石学，鉱床学の歩んだあとをふり返って見ても，如実にこのことを感ずる。

では，新しい概念，或は物の見方はどの様にして生れて来るのであろうか。進歩の里程標をたてた人それぞれによってその経緯は異っている。これ等の人に共通している要素を抽出して見ると (1) 研究対象に関する旺盛で論理をわきまえた疑問心又は好奇心，(2)疑問を解くに当っての活発な想像力，(3) 想像された幾つかの可能性から最も真理に近いものを選び出すための正しい論理の進め方[3]の体得があげられる。

研究者は常に，既存の理論や，自分の現在の物の見方，考え方に不安を持つことが大切なのである。ストレス鉱物の考えの否定と圧力に対する鉱物の安定性の変化の重要性の認識（都城,1949）によって，変成鉱物に対する見解が如何に変り，これに端を発して，変成論や実験岩石学が前進し得たことは，我々の記憶に新しい。

如何に疑問心，想像力が旺盛でも，論理を正しく進める力が欠如して居たなら折角のよい着想も，その場限りの説明にしか役立たず，実りの多い新しい概念として成長して行く事が出来ない。岩石，鉱物に於てしばしば見られる交代作用は，P. ESKOLA (1914) によって提唱され，又鉱床学に於てはスカルン化作用としてよく知られている事である。しかし，この作用に対する定量的な理論が欠如して居たため，我々は長い間，実りの少い議論に時を費し，又多くの放漫な岩石成因論の出現を見た。

今世紀に入って，実験岩石学が実り始め，1950年頃から，この方面の研究に従事する者の数は世界的に多くなった。これによって，造岩系の相関々係や造岩鉱物に関する基礎的資料は急激に増加した。しかし，そのかなり多くは，全く経験的な系の記載であり，実験数の割には，そこから岩石学の新しい指導原理が導かれた率が少い。その原因を考察してみると，実験の計画段階で，対象とする問題の分析が不充分であり，系を無用に複雑化し，結果から応用又は予見に役立つ基本的資料を抽出する事を非常に難しくしている事にある様に思う。実験岩石学及び実験地球化学に従事している筆者が反省して止まない点である。

IV. 基礎科学と地学の間の溝

地学のどの分野をとってみても，その研究の出発点は，野外における地学現象の観察と観測である。地球物理学では，その現象が現在起っている場合が多いのに対し，地質学では，多くの場合，過去に地球内部で起った現象の産物を見るのである。両者の研究対象もそれが天然であると云う点では共通して居る。

天然物は，実験室で見られる変化に比し，現象に参加する役者の数が多く複雑である。地殻構成物質をとってみても，無機化学が取扱う化合物より組成や構造が複雑であり，これ等の物質の間に起る反応機構

3) この点に関する，我国と欧州の中等教育の差は甚しいように思う。一例をあげれば，フランスにおいては，高校1年（16歳）の頃からデカルトの方法序説を読まさせられ，それについての作文を課せられる。理科系のクラスにおいてである。事の適否は別として，考えさせられることである。

を解明することも容易ではない事が多い。

複雑な現象の産物から，その過程を解析するのであるから，或る仮説を立て，現象の機構の筋道をたて，その結果と，観察された事実とが一致するか否かによって仮説の妥当性をたしかめて行くより他に方法はない。これは何も地学独特の事ではなく，他の分野でも日常とられている手段である。量子力学と，原子物理学の実験結果との関係や地震波や重力異常の測定結果から，地球の内部構造を推定する事等はその例である。

この様な場合，研究の優劣は，勿論最も妥当な仮説やモデルを早く見出すことで決まるが，その仮説の妥当性を確かめるに当って，対象としている現象や物質のどの様な面，どの様な性質を観察すべきかについて正しく，有効な判断，選択をする事も決定的である。

鉱物の性質を記載する事を例にとって考えて見ても，20～30年前には，化学組成，産状，結晶系，比重，硬度，光学的性質，格子定数それに結晶構造等の限られた性質を決めれば，その鉱物の記載は完全に終ったと考えられて居た。しかし，最近の固体科学の進歩は，物質の性質を特徴づける事に関して，非常に多くの見方を提供している。我々は，問題の鉱物をどの様な面から研究するかに従って，測定，観察すべき性質の厳密な選定を余儀なくされているのである。その際，取扱うべき性質として，比重とか光学的性質の様な古典的な性質が最適である場合もあれば，メスバウワー効果の様な新しく発見された性質を測る必要がある場合もある。場合によっては，我々自身，新しい見方を考案し測定法の確立から始めなければならない場合もある。

物理学や化学の様な基礎科学では，捉えようとする現象が出来るだけ簡単な形で現れる様に実験を計画して観察する。又理論的計算も，簡単化したモデルを作って行い，現象の理解を助ける。従って，地学が対象としている天然物や天然現象の研究に，これ等の基礎科学が得た方法や帰結をそのまま利用出来ない場合も少くない。利用出来ないと投げ棄てた場合はまだ害が少いが，生かじりの応用はしばしば，結論を誤らせたり，現象を支配している主要素でないものを過大評価させたりする。この点に，基礎科学と地質学の間に一つの溝が存在する様に思えてならない。

近時化学熱力学が岩石学，鉱床学等化学色の濃い分野に取り入れられている。これ等の分野に於て，この学問は非常に有力な考察手段であり，よろこばしい傾向である。しかし，物質の熱力学的諸関数の物理的意義や，これと物質の構造との関連性の認識が不足していると結論を誤る。

固溶体の熱力学的性質に関する研究や理論は，構造が不規則な液体の溶液に関する理論の拡張として，先ず構造が簡単な化合物の固溶体について発展し，これが金属の場合に適用されて成果をおさめている。しかし，この理論を珪酸塩の様な複雑な化合物の固溶体にとり入れる時には，珪酸塩鉱物の構造が持つ特性をこの理論の中に組み込まなければならない。又珪酸塩鉱物固溶体の熱力学的性質を知る目的で，特別な実験を計画し，実行しなければならない。斯様な研究は，物理学者や化学者にとっては，あまり面白い問題ではなかろうし，彼等に，こう云った問題に時間を費してもらうことは本筋ではない。彼等にはもっと，やってもらわなければならない問題が沢山あるのである。

V. 化学地質学の立場

以上述べた様な点を考えると，地質学を支え，今後の発展の基礎を開発する事を分担する分野が地質学の中にどうしても必要である。

化学的な面の強い部分を担当するものが化学地質学の分野になると思う。この分野では，地質学的諸現象の内，化学反応や物質の化学的性質が重要な要素となっている部分を取りあげ，その部分を掘り下げて研究する。この場合，対象は天然現象や天然物そのものである事もあるが，これ等を理解するための基礎研究として，一見地質学とは直接関係なさそうな研究を行うこともあり得る。従って，この分野に従事する者は，天然の鉱物や岩石，そしてその中で起る諸現象の特性を充分に認識している必要がある。同時に，関

連諸科学に於て得られた種々の概念を理解し，これが適正な形で地学の諸分野で応用される様努力しなければならない。

今日，鉱床の生成過程を始めとする一連の所謂地球化学的運搬作用に於て，高温高圧の熱水溶液の役割を無視する者は先ずないと云ってよい。しかし，高温高圧下での種々の塩類の水溶液の性質については，まだ知られていない事が多い。常温，常圧下に於ける性質とは非常に異っている事[4]は解っているが，定量的には，アルカリ金属のハロゲン化物以外については，殆ど解っていない。地球化学的運搬作用を理解するには，この問題を先ず確実に知らねばならない。現在の鉱床成因論では，この穴を Debye-Häckel の式に基いた，大胆な外挿で補って話を進めているにすぎない。これを研究するための実験は，岩石学や鉱床学で通常行う実験とは大分趣が異る。しかしこの研究の究極目的は，上述の様に非常に地学的なもので，化学地質学が扱う基本的問題の一つであると思う。

その他，岩石の成因を解明するのに必要な，鉱物の熱力学的データーの取得と精度の改善，溶融珪酸塩の熱力学的性質，元素の鉱物や岩石中での拡散の問題の理論及び実験，或は，堆積岩や低温で形成された鉱床で重要な役割を果している珪酸コロイドの性質等々，ざっと見ただけでも，化学地質学が，今日及び近い将来の地質学のため明らかにしなければならない，通常の物理，化学の領域では取扱わない基礎的問題は多い。

地質の野外調査は，単に岩石の分布を示す地質図を作るためなら，忠実な野外調査を虚心坦懐に行えば一応は出来るであろう。しかし，岩石の成因や地質構造史を論ずるための調査では，それだけでは足りない場合が多い。調査者の持っている成因や構造史に関する作業仮説の豊富さによって，露頭一つ一つを見る見方や規準が異って来るからである。

化学地質学が成果をあげた暁には，天然物を見る新しい見方が当然出て来ると信じて止まない。

VI. 結　び

日本における一般社会，そして，我々自然科学に従事する者の生活形態を見る時，同種類の職業，同程度の生活水準にある人同志の交流は非常に密であるが，そうでない人同志の交流は皆無に等しいと云っても過言ではない。

将来の資源問題は，今後50～60年間の人類が解決しなければならない共通問題である。科学技術の基礎しかも，資源問題と直接からんでいる地学研究者達は，現在の様な，たて割り社会から1日も早く脱却して，広く，正しい視野で物を考える様にならねばならない。その積極的手段としても，化学地質学なる分野が，従来の扱う対象を主とした諸分野の外に存在する事は意義があると信ずる。

筆をおくに当り，化学，物理学的色彩の非常に濃いパリ大学理学部鉱物結晶学教室に，筆者を快くうけ容れ，筆者の岩石学的見地から見た化学的，物理学的研究を自由に行わせて下さり，後に，フランス中央科学院（C.N.R.S.）の鉱物の合成と化学に関する研究所設立発足に当っては，実験地球化学部門の全責任を筆者にまかせられ，前後20年近くの長期にわたり，筆者を指導し，力づけて下さった，J. Wyart 教授，G. Sabatier 博士に深く感謝の意を表したい。

本稿で述べた私見は，この滞外期間中に，筆者が，自由な教室，研究所の生活を通じ思ったこと，考えたことをまとめてみたものである。

稿中引用した諸例は，なるべく地学者の常識となっているようなことを用いたつもりであるので，引用文献のリストは省略する。慣例を破っていることを御寛容願いたい。

（1977年8月30日受理）

4）1例をあげれば，食塩水は常温，常圧では，殆んど全部の NaCl が Na^+ と Cl^- に分れているが，600°C，千気圧では含まれる食塩の 1/1000 くらいしか電離していない。

地学雑誌 86, 6 (1977)

鹿児島県新島南部の海底崩壊について

西 村 蹊 二* 斉 藤 祥*
谷 岡 誠 一* 門 脇 淳**

On a Submarine Landslide at the South of Shin-jima, Kagoshima Prefecture

Keiji NISHIMURA, Sho SAITO, Seiichi TANIOKA, Kiyoshi KADOWAKI

Abstract

Detailed and intensive investigations have been carried out on the abrupt failure of submarine slope of a small island, Shin-jima, in Kagoshima Bay, Kyushu on April 1, 1975 by the joint research group of Geographical Survey Institute of Japan, Japan Maritime Safety Agency and Geological Survey of Japan under the sponsorship of Japan Science and Technology Agency.

The Shin-jima island emerged from water at the great eruption of adjacent Sakurajima Volcano in 1779 to 1780 (An-ei Eruption) as one of central corns of Aira Caldera (MATSUMOTO, 1933). The island gradually reduced its exposed area by continuous wave erosion to form truncated configuration, being surrounded by broad, shallow, flat tidal bench.

Geologically the island is composed of the latest Pleistocene to the earliest Holocene thick loose pumice deposits with intercalations of silt and clay showing inner bay facies. These formations are strongly faulted by eastwest faults. The surface of the island is covered with thin shell bed dominantly composed of *Ostrea* and andesitic lava. The flat bench around the Shin-jima consists of recent, loose pumiceous drift sand deposits derived from the island by wave erosion.

The failure of the slope now in concern occurred at the spit of the southern tip of the island, where thickness of drift sand deposits attains at most about 35 meters according to sonic prospecting and borings at the spit. It was caused by submarine landslide in the thick, loose drift sand deposits. Volume of the slide mass amounts approximately 265,000 cubic meters.

The spit had formed steep submarine slope near critical angle by abundant supply of very loose drift sand from northern part of the island before the failure occurred. Neither sensible earthquakes nor volcanic activities of the Sakurajima which might have given significant effects to submarine landslide are observed and recorded in seismometer around the crucial moment of the failure.

Therefore, the cause of the landslide is considered that the increase of load resulted from the deposition of drift sand attaining about 8,400 tons in volume atop of the slope

* 建設省国土地理院 Geographical Survey Institute
** 国際航業株式会社 Kokusai Aerial Survey Co. Ltd.

brought about decrease of safety factor of the slope to make it slide. Wave pressure seems to have triggered the slide because safety factor decreases about 20 % when fluctuation of pressure at the bottom caused by wave agitation is taken into account.

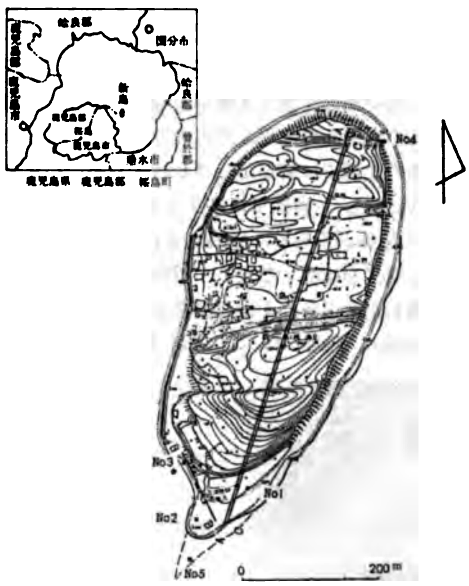
I. はじめに

鹿児島県新島は桜島の北東約1.5km の鹿児島湾内に位置し，通称燃島（もえじま）と呼ばれる。島の大きさは南北約750 m，東西約 300 m で，楕円形をなし，島の南端には長さ 130m 余の砂嘴が形成されていた(第１図)。

昭和50年４月１日夕刻，この砂嘴の先端部が突然崩壊し，海面の泡立ち，木片の浮上を伴って消失した。半固結の火山砕屑物からなる新島は，従来から海岸侵食がいちじるしいため，このような突然の海岸の崩壊に島民が不安にかられたこと，海底の地形，地質に関する調査資料が乏しく，崩壊の発生要因が不明なことなどから，科学技術庁の推進により，鹿児島県新島の海岸欠落に関する特別研究を実施し，今後の海岸の管理・保全に資することとした。

この研究は，地質調査所が桜島北東側陸域の地質構造の研究を，海上保安庁水路部が桜島北東側海域の地質構造および新島周辺の潮流・潮汐特性の研究を，国土地理院が新島周辺の地形・地質特性，地盤変動，および海岸欠落の発生要因等の研究をそれぞれ分担して行ったものである。

ここでは，上記の各研究のうち，国土地理院が担当した新島および周辺海域の地形・地質特性と海岸欠落の発生要因の検討結果について報告する。



第１図　新島地形図
黒点はボーリング位置を，太い実線は弾性波探査測線を示す。

II. 調査方法

新島および同島周辺海域の地形および地質を明らかにするため，次の調査を行なった。

(1)　空中写真判読および現地踏査
(2)　ボーリング調査（５カ所）
(3)　弾性波探査（測線長710m，受振点間隔10m）
(4)　放射能探査（120点，シンチレーションサーベイメータ）
(5)　地表変動調査（２点，水管式傾斜計）
(6)　音響測深（測線長85km，RS-500型）
(7)　音波探査（測線長各85km，ソノストレータ，スパーカー）
(8)　底質調査（43点）
(9)　水温・塩分濃度測定（６点，３層観測）
(10)　写真測量（新島および同辺浅海底，縮尺１：2,500）

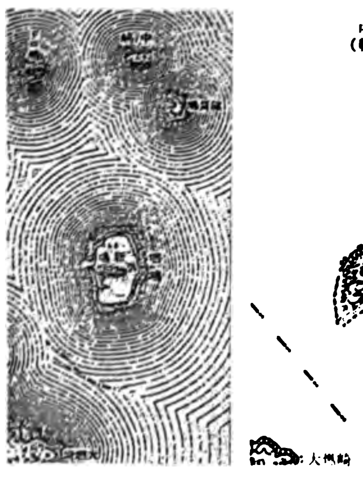
これらの調査は国際航業株式会社に委託して行った。なお，放射能探査は構造線の探査を目的として試験的に行い，水温・塩分濃度の測定は海底崩壊斜面からの異常な湧水の有無について確認しようとしたもののである。

III. 新島の地形

新島は姶良カルデラのほぼ中央に位置している。姶良カルデラは従来の知見によれば約2.2万年前の火砕流の噴出に伴い形成されたもので，その南縁の桜島火山は約1.3万年前に活動を開始したものとみなされている。古文書によれば，新島は周辺の硫黄島，中ノ島，猪ノ子島と共に安永8年（1779年）の桜島の大噴火に伴い，カルデラ底の隆起により海面上に現われた島で，これらの島は安永諸島と呼ばれている。

火山砕屑物からなる新島は波浪による海食が進行し，周囲を比高30m以下の海食崖にとりまかれた台地状の島で，周囲には狭小な砂浜がとりまき，島の南端には南側に伸びる砂嘴が形成されている。

島の主部は東西方向の断層により5つのブロックに切られている。この断層はきわめて新しいもので，この島の地形を強く支配し，北から北迫，後迫の地塁，島村の地溝，前迫，州崎の地塁に分けている。北部の台地面は水平な平坦面であるが，南部の台地面は南に傾いた弧状の地形面をなす。周囲の海食崖は，島の北部では脚部がしばしばオーバーハングしており，波浪による侵食の著しいことを示している。これに対し，南部ではスランプ状の崩壊地形や地すべり地形が台地のへりにみられ，脚部には高さ5～6mの崖錐がみられ，崩壊をまじえた波浪侵食が進んでいたものと考えられる。第2図は新島の海岸侵食による変化を比較するため，明治35年測量の5万分の1地形図と昭和41年測量の2万5千分の1地形図から編集した5万分の1地形図を並べたものである。島の台地の部分についてみると，約65年間で南北の長さが約50m，東西の幅が約100m程度減少し，島の北西部の後退が特にいちじるしい。



（1）　　（2）

第2図　5万分1地形図による島の変化
（1）明治35年測量
（2）昭和43年編集
注：上図の大きさは7万5千分1（編者）

海食崖の外側の砂浜はほとんど幅10m以内であるが，南部では幅約50mに広がり，内陸側に汀段が形成されている。南端には長さ130mの砂嘴が南に向って伸びていた。これらは海食崖の後退によって生産された砂礫が沿汀流により南側に移動堆積したことにより形成されたものである。

このような海岸侵食を防止するため，昭和41年から同48年にかけて，南側を除く島の周囲に離岸堤や消波堤が設置されている。

昭和50年4月1日，砂嘴の先端部（長さ64m）が崩壊した。

IV. 新島の地質

1. **新島の地質構成**　新島を構成する地層は，本研究において地質調査所が担当した「桜島北東側陸域の地質学的研究」の成果に基づいて，上位より順に列挙すれば次の通りである。

海浜砂層，桜島火山抛出物，崩壊性堆積物，岩滓質熔岩，貝殻軽石層（燃島貝層），泥岩層，塊状砂質軽石層（燃島シラス），泥岩および軽石層。

次に各地層の岩相的特徴を下位から順に略述する

<u>泥岩および軽石層</u>　地表で観察できる最下部の地層で，島の東北端の海食崖下部に露出する。泥岩と軽石層の互層で下部に軽石層が多くなる。これらの軽石層は上位の塊状砂質軽石層とほとんど区別でき

ず，灰～灰白色の砂礫状軽石からなっている。泥岩中には貝化石を含んでいる。本層は西へ30°～60° と急傾斜している。

塊状砂質軽石層　従来，燃島シラスと呼ばれているもので，新島を構成する主要堆積物である。白～灰白色で，流紋岩質の軽石と同質のガラス，火山灰よりなる。やや円磨された径4cm 大の軽石を含む場合があり，かすかな層理が認められる。姶良カルデラ周辺の陸上の火砕流に比較し，マトリックスが少く，軽石が大部分を占めている。層厚は15～40m で，南部で南へ15°，北部で東へ10° 程度の傾斜を示し，新島が背斜軸上にあたるような構造となっている。

泥岩層　緑灰色の軟質泥岩で，部分的に軽石薄層を挟み，縞状層理がみられる。塊状砂質軽石層の上に重なり，島の南部の州崎のブロックにみられ，南方向に 10～15° の傾斜で海底下に没している。層厚は最大で10m である。島の北部で，貝殻軽石層直下に層厚1～2m の類似の泥岩層がみられる。

貝殻軽石層（燃島貝層）　従来，燃島貝層として知られているもので，貝殻を主とし，軽石がその間を埋めている。層厚は1～3m で，下位の塊状砂質軽石層，泥岩層の上に軽微な傾斜不整合をなして重なり，島の台地全域に分布する。貝殻はカキが大半を占め，二枚貝や巻貝を含んでいる。本層に含まれる貝化石については鹿間（1955）その他の研究報告があり，これらの貝化石は何れも暖流系を示し，水深 50m 以深の生息環境を示すものが多いとされている。

岩滓質溶岩　台地表面に岩塊状に散在する熔岩で，中ノ島や猪ノ子島を覆っている溶岩と同質で，黒色～暗灰色の輝石安山岩である。岩片は発泡空隙に富んでいる。その起源については明らかでない。海岸や浅海底にも転石と思われるブロックが多数散在する。

崩壊性堆積物　島の南端の勾配約30° で南々西に傾く斜面にみられる泥質の堆積物で，表層の貝殻軽石層や岩滓質熔岩を攪拌してとり込んでいる。島が陸化した後の地辷りによる堆積物と考えられる。

汀段堆積物　島の南端部の海浜堆積物のうち，後浜の内側の汀段を構成する堆積物で，長石や有色鉱物などの砂と軽石粒の細互層からなっている。厚さは1～数 m である。

桜島火山拋出物　新島の陸化後，桜島の火山活動によって降下堆積したと考えられる堆積物で，暗灰色軽石および火山灰からなる。厚さ0.5～2m で台地を一様に覆っている。

海浜砂層　新島周囲をとりまく浜および砂嘴を構成する砂層で，汀段堆積物と同様の砂と軽石粒の交互する堆積物である。

2．ボーリング調査の結果　新島および海底崩壊部の地質構造を明らかにするため，ボーリングを行った。位置は第1図に示した通りで，陸部3本，海部2本である。その結果を第3図に示す。ボーリングの結果，次のことが明らかとなった。

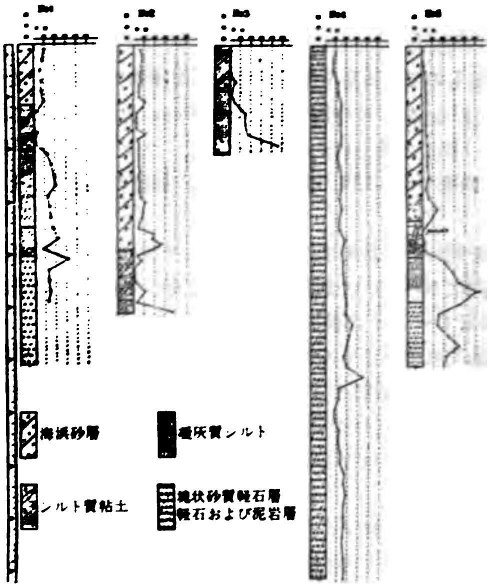
i）海浜砂層は，新島北部の海岸では，海食台を覆う厚さ数 m 以内の薄層であるが，同島南側では堆積台を形成し，層厚20m 前後に達する。N値は1～11と砂層としては小さく，軟弱な砂である。この砂は，軽石礫，ガラス質岩片，有色鉱物が分級選別され層状に堆積しており，N値のばらつきは軽石礫の混入率の変化によるものと思われる。

ii）シルト質粘土は地表の泥岩層に相当する。N値は0～5ときわめて小さい。海底下の層厚は3.5～5m で，南へ約10°の傾斜で続き，陸部の地質構造がそのまま海底下に延長されている。

iii）凝灰質シルトは厚さ3～10m で，上位のシルト質粘土と共に陸部の泥岩層に相当する。N値は5～50と変化が激しく，N値の大きい部分は凝灰質の砂からなっている。

iv）塊状砂質軽石層は0.1～2cm 大の軽石角礫～亜円礫を主とし，安山岩礫がわずかに混じる。マトリックスは軽石質の粗～細砂からなる。N値は15前後でまれに30前後となる。

v）泥岩および軽石層は地下に厚さ50m 以上にわたって連続することが確認された。0.1～1cm 大の軽石亜円礫を主とし，しばしば安山岩礫や凝灰質シルトが混じる。N値は15前後でまれに30前後となる。iv）と v）はボーリング資料からは互いに区別することはできない。



第3図 ボーリング柱状図

3. 新島の地質構造 新島の地下構造を明らかにする目的で，弾性波探査および γ 線シンチレーションサーベイメータによる放射能探査を試みた。弾性波探査の測線は島の長軸方向にとった。測線位置は第1図に示した。放射能探査は弾性波探査の測線沿いに行ったものである。これらの結果を第4図に示す。弾性波探査の解析結果，各速度層と地質の対比を行ったのが第1表である。

この地域の最大速度 VP＝1.7 km/s は海水の速度と大差がなく，弾性波速度は地層の含水比に大きく左右されているものと考える。

地形的に明瞭な断層の近くには低速度帯がみられる。その位置は露頭で観察された位置とは必ずしも一致しないが，これは断層面が傾斜していることによるものと思われる。放射能探査の結果は，全般的に低いレベルであるが，断層部で相対的に高い値が検出されている。

第1表 弾性波速度区分と地質の対比

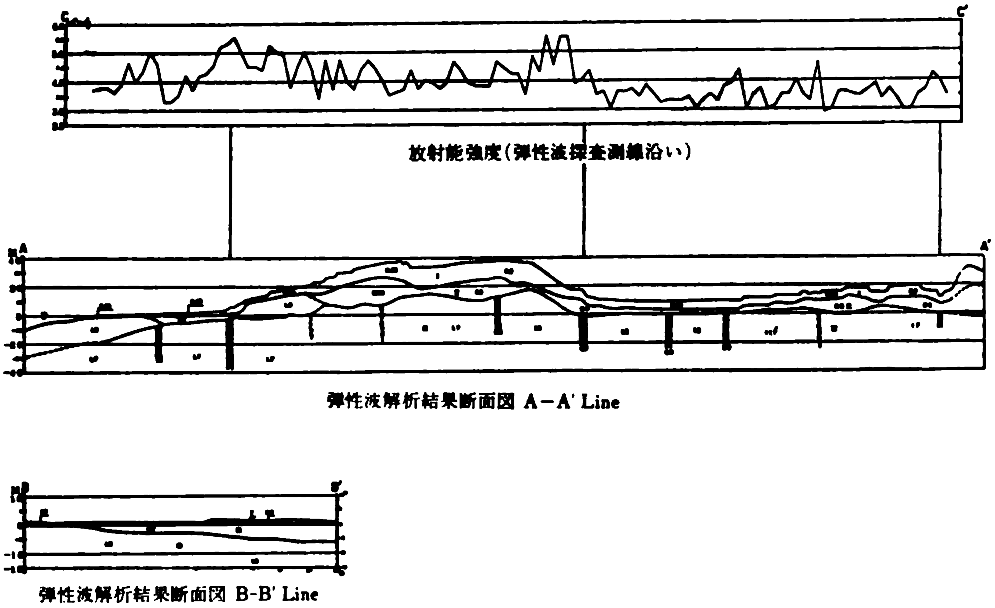
区分	岩層名	弾性波速度	
		A測線(600m)	B測線(110m)
1層	貝殻軽石層 海浜砂層，汀段堆積物	0.2～0.35km/S	0.3km/S
2層	貝殻軽石層 泥岩及び軽石層 塊状砂質軽石層 汀段堆積物	0.6～1.0km/S	0.7～1.0km/S
3層	泥岩及び軽石層 塊状砂質軽石層 海浜砂層	1.5～1.7km/S	1.5km/S

これらの結果と，地表踏査，ボーリング調査の結果を併せて，新島の地質断面を示したのが第5図である。断面位置は，新島の北端から東側の海食崖を経て崩壊した砂嘴先端に至るものである。

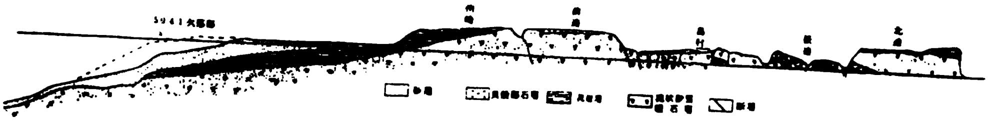
地質構造は，南部が南落ちの単斜構造を，北半部はほぼ水平構造となっており，これら東西方向の断層によって切断され，中央部が地溝状に落ち込んでいる。

V. 新島周辺海域の地形および地質

新島を中心として，東西17km，南北15km の範囲について音響測深および音波探査（スパーカー，ソノストレーター）を行なった。測線間隔は20～50m とした。これらを2千5百分の1の地質図にとりまとめた。新島周辺の海底地形，地質の概要は次の通りである。



第４図　弾性波速度断面図および放射能探査断面図



第５図　新島地質断面図

1．海底地形　新島は姶良カルデラの中央火口丘に相当すると思われる海底隆起部の一端を占めている。隆起帯内部は水深30〜60m で，その外側は急斜面となり水深 100 m 以上の平坦なカルデラ底へと続く。新島周辺の海底地形は，i）島をとり囲む浅い平坦面，ii）浅い平坦面の外周の10〜20°の急斜面，iii）海底深所の平坦面，iv）東西方向の陥没地形，v）新島南側の崩壊，堆積地形の５つに大別される(第６図)。

i）浅所の平坦面は水深０〜５m，５〜10m のものがある(第７図)。水深０〜５m の平坦面は新島をとりまく侵食平坦面で，表層の堆積物は薄く，古記録をとりまとめた桑代他 (1970) によれば，当初，新島の陸化した範囲に相当する。すなわち，この平坦面は安政以降に形成された海食台で，新島の面積は陸化した当初に較べるとほぼ¼に縮少したことになる(第８図)。水深５〜10 m 面は海食台の外側に東西方向に伸びる稜部の平坦面である。

ii）上記平坦面の北側は硫黄島その他の火山体との間に東側に開く水深40〜80m の海谷がある。また，南側の桜島との間にも東に向う水深100〜130m の海谷がある。これらの海谷の谷壁斜面の傾斜は10°〜20°で，20°前後の急斜面が大部分を占めている。

iii）新島と桜島間の谷底の水深110m 以深の部分には，細砂やシルトの堆積した平坦面があり，鹿児島湾底へと続く。

iv）新島中央部の地溝を東西に延長した部分の海食台の外側は溝状の凹部となり，続いて直径約400m の楕円形凹地となる。この凹部の深度は東側のものが−75m，西側のものが−35m で，何れも火口と推定



第６図　海底地形図
海上保安庁水路部(1970)：桜島北東側海域の地質学的研究による。



第７図　新島周辺海底地形地質図（２万分１）

される。

v）島の南側は新島の海食崖の後退にともない生産された砂礫が移動堆積し，前記の谷壁斜面に張り出して堆積台を形成している。砂嘴はこの堆積台上に形成されている。この堆積台前縁の斜面には，砂嘴の欠落をもたらした崩壊地形が生じている(第９図)。

堆積台斜面の崩壊地形は東西約100 m，南北に約200 m である。崩壊前の詳細な地形を示す資料は無いが，周囲の地形から推定して，少くとも15~18 m 深度を増している。一方，水深70 m 以下の斜面から谷底の平坦面にかけては，崩壊土砂の堆積を示す扇状に広がる緩斜面が形成されている。その規模は東西約300m，南北約500m である。

2．海底地質　音波探査は，海底の地質構成が陸部の延長と考えられることから，その平面的な広がりや垂直分布の把握に役立った。その記録に基いて A，B，C 層に区分し，これに陸部の地質区分と対比すると第２表のようになる。

i）A層　A層は，今回の海底崩壊による堆積物で，崩壊地形底部，およびその下位の水深70m 付近を頂部とし，谷底の平坦面にかけ扇状に分布する。本層の層厚は最大18m±で，水深70m 以深では同心円状に変化し，先端で薄くなる。本層の構成物質は採取資料によれば，崩壊部と同様の軽石，軽石まじり砂である。

ii）B層　B層は海底の表層を構成する堆積物で，記録の特徴，堆積状況などから B_1，B_2，B_3 の各層に細分される。

B_1 層は新島周囲の浅所の平坦面および堆積台を構成する堆積物で，採取資料によれば，軽石礫および軽石質砂よりなる。島の周囲の海食台では厚さ数 m であるが，堆積台では20m 前後で，最大35m に達している。

B_2 層は深所の平坦面および構造性の凹地に分布する。採泥の結果は軽石を含むシルト質砂であるが，水深を増すとシルト分が多くなる。

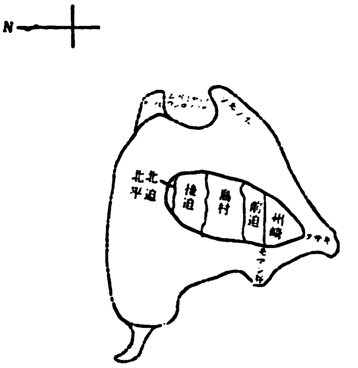
新島南側の谷底では層厚７～10m となっている。

B_3 層は旧海底崩壊堆積物で，新島の南東の斜面に分布する。

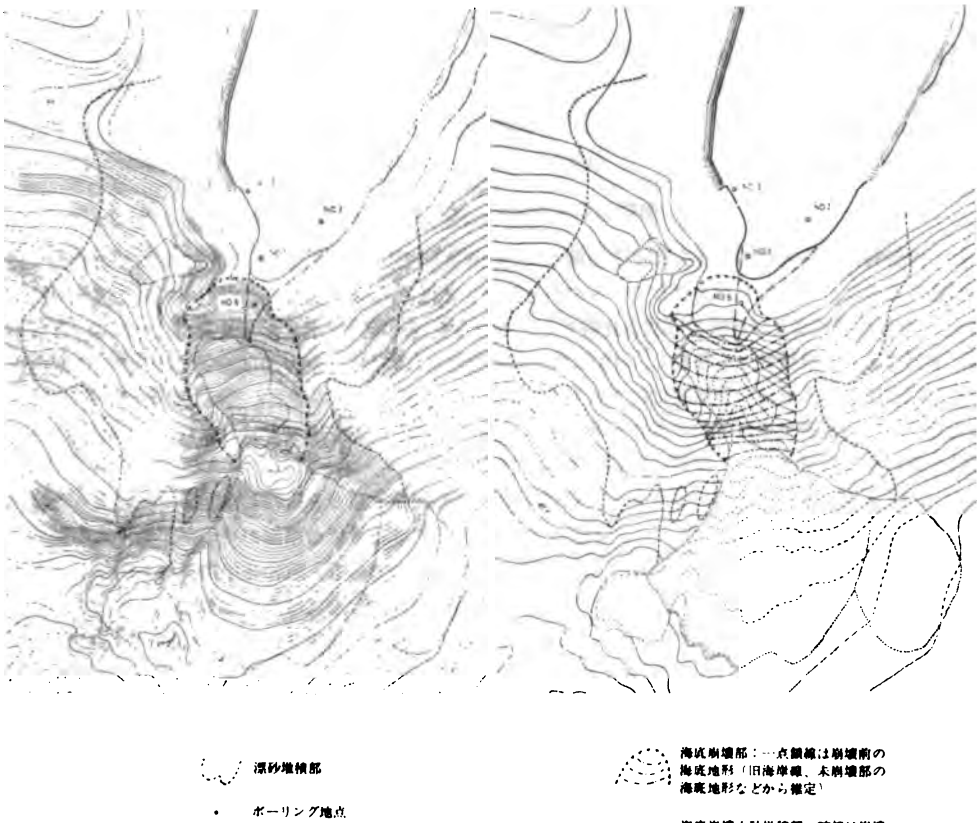
iii) C層　C層は，陸部の泥岩層，塊状砂質軽石層，泥岩層および軽石層に相当し，泥岩層を C_1 層，泥岩層以下の地層を C_2 層として識別が可能である。C_2 層中の泥岩層の広範な追跡は困難であるが断層や褶曲などの地質構造の判定に役立つ。C_1 層は新島の南側にのみ分布し，B_1 層に覆われる。C_2 層は調査海域の全域に分布し，新島の周囲で A, B, C_1 の各層を欠く部分では，薄い砂やシルトで覆われるのみで，海底に現われる。

音波探査の結果，調査海域では，海底下50m 程度までの範囲には新島で観察される地層以外のものは認められなかった。新島周辺海底地質の概略を第７図に示す。

3．底質　崩壊部に重点を置き，調査対象海域で43点の採泥を



第８図　新島古地形推定図
桑代（1970）による



第９図　海底崩壊による地形変化
左図は，昭和50年９月（海底崩壊後５カ月）の海底地形を等深線間隔１m で，右図は，昭和50年１月（海底崩壊前３カ月）の推定海底地形と，崩壊土砂に埋積された辷り面などの地形を等深線間隔５m で示す。

第2表　陸海地質区分と音波探査区分の対比

地質区分（陸上）		地質区分（海底）		音波探査区分	
未固結堆積物	海浜砂層	表層堆積物	新期海底崩壊堆積物	A	
	汀段堆積物 崩壊性堆積物		浅海堆積物	B	B 1
			凹地堆積物		B 2
			旧海底崩壊堆積物		B 3
半固結堆積物	貝殻軽石層	泥岩層		C	C 1
	泥岩層				
	塊状砂質軽石層	塊状砂質軽石層			C 2
	泥岩および軽石層	泥岩および軽石層			

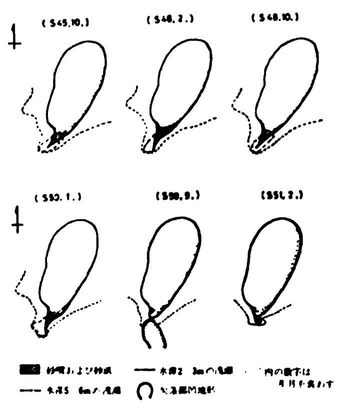
行った。

新島周辺の底質は砂～砂礫で，シルト，粘土の含有量がきわめて少い(ほとんどが含泥率0～5%)。砂～砂礫の大部分は軽石で構成されている。含泥率が20～35%に達するのは崩壊の影響を受けていない水深40～70m 以深の海底である。中央粒径値は，含泥率の高い部分で2.18～2.95ϕ，水深0～5m の平坦面で0～2.0ϕ，砂嘴周辺で1.0～−3.5ϕ で，崩壊部で−2.0～−3.5ϕ と崩壊部で大きい。

VI. 海底崩壊部の地形，地質特性と崩壊の概況

1. 地形特性　新島の海岸侵食により生産された土砂が南側に移動堆積することにより，堆積台や砂嘴の形態にどのような影響をおよぼしているのかを把握するため，最近撮影された空中写真や実測の結果により，堆積台頂部および砂嘴の形状を比較した。それらを同一縮尺で示したのが第10図である。砂嘴の先端は季節によって堆積台上を移動し，10月には南西方向に，2月には南方向に延びている。この変化の主たる要因は風浪の入射角の季節変化によるものであろう。水路部による潮流の観測結果では，新島西部で南北流が，砂嘴南側で東西方向の流れが卓越し，全体として新島をとりまく流れとなっている。これに季節的な風による波が加わって複雑に砂が移動している。

第10図により各期の堆積台を比較した結果，次のような変化が認められる。その1は，堆積台頂部の平坦部が徐々に南側の急斜面上に拡大している点である。昭和45年10月から50年1月までの4年3カ月の間に，堆積台頂部は南へ約18m 拡大している。もう1つの変化は堆積台上の水深2～3m 以浅の部分の拡大である。この部分は昭和48年10月までは大きな変化はみられないが，崩壊直前の昭和50年1月23日撮影の空中写真では，この部分は面積で1,700m^2，砂の堆積量に換算して約5,100m^3 の増加となっている。崩壊後の昭和50年9月と昭和51年2月に行った測量の結果では，砂嘴および堆積台の形態にかなりの変化があったが，北側の波食台からの漂砂の供給は少なかったものと思われる。



第10図　砂嘴先端部および周辺の地形変化

崩壊前の堆積台の形状は次のようなものであった。砂嘴部に突き出た堆積台頂部の幅は，砂嘴の両側にそれぞれ40～45m あり，先端の西側は70m に達していた。堆積台前縁の斜面は20～30°

の傾斜で水深80〜120m まで続いていたものと推定される。この部分の末崩壊斜面に傾斜 35° 前後の部分もみられることから，被崩壊斜面はさらに急傾斜となっていた可能性もある。

この急斜面の下部には幾つかの崩壊地形がみられ，谷底にその堆積部が認められることは，過去にも海底崩壊があったことを示している。

2. 地質および土質 砂嘴および崩壊部で行ったボーリングの結果，この部分の構成地層は上位から海浜砂層 (B_1)，シルト質粘土と凝灰質シルトからなる泥岩層 (C_1)，塊状砂質軽石層 (C_2) の順で堆積しており，泥岩層は南落ちの単斜構造となっている。音波探査の結果では，C_1 層の傾斜は砂嘴基部の海岸で 10°〜15°，同先端で 7°〜8° で，その層厚は10m 余りである。C_1 層を欠く急斜面下部の C_2 層は，水深 70m 地点を通る北西一南東方向の断層，急斜面脚部を通る東北東一西南西の断層が推定される。この間にも探査記録から推定されるやや不明瞭な断層がある。堆積台を形成する B_1 層は崩壊前の砂嘴先端部で最も厚く35m に達し，ここを中心とする東西430m，南北260m の範囲は層厚10m 以上となっている。

これらの各地層のうち，泥岩層（シルト質粘土）については不攪乱試料を採取して物理，力学試験を行った。また，海浜砂層については砂の現場密度，飽和砂の三軸圧縮試験を行った。以下にその結果を記す。

i) シルト質粘土の特性　ボーリング孔より採取した試料は細粒分が沈澱せず，綿毛化現象をおこすこと，間隙比が $e=5.38$と粘土としては異常に大きいことが特徴である。肉眼的には通常の粘性土のように見られるが，物理的にはローム質（重鉱物の少い）特殊土と考えられる。粘土鉱物の分析等を行わないと明らかでないが，拡大鏡で観察すると細かいガラス繊維状の集合が見られるので，シラス起源のものであろう。

一軸圧縮強度 (qu) は $qu=0.42\sim1.03kg/cm^2$，粘着力（C）は$C=0.27\sim0.39kg/cm^2$，内部摩擦角(ϕ) は $\phi=1.5°\sim2°$ である。鋭敏比は $st=11\sim16$と比較的大きい。

ii) 海浜砂の特性　砂の力学的強度を求めるため，砂の三軸圧縮試験(非圧密，非排水試験 U.U. Test) を行った。その結果は次の通りである。

試験砂の特性　　試験砂は，残存する砂嘴先端でテストピットにより採取したものを使用した。現地観察ではガラス質の均一な砂であった。物理特性は次の通りである。

現地湿潤単位体積重量　$\gamma t=1.60g/cm^3$

土の飽和重量　　　$\gamma sat=1.86g/m^3$

自然含水比　$Wn=4.6\sim7.6\%$　平均5.8%　　比重　$sp=2.72$

三軸試験　　三軸セル室内で試験体モールド (ϕ=50mm) 内に水張りし，砂を上部より流入させ，ゆる

第3表　三軸試験試料

No.	σ_3 kg/cm²	σ_1-σ_3 kg/cm²	供試体寸法		γ sat g/cm²	W %	γd g/cm²	e	Sr %
			H	D					
1	0.5	1.103	12.5	5.00	1.884	30.8	1.440	0.89	94.1
8	0.5	0.930	12.5	4.94	1.911	29.9	1.471	0.85	95.7
12	0.5	1.004	12.5	4.94	1.840	31.1	1.404	0.94	90.0
9	1.0	0.651	12.5	5.00	1.798	31.0	1.373	0.98	86.0
13	2.0	1.095	12.5	4.94	1.908	30.2	1.465	0.96	95.5

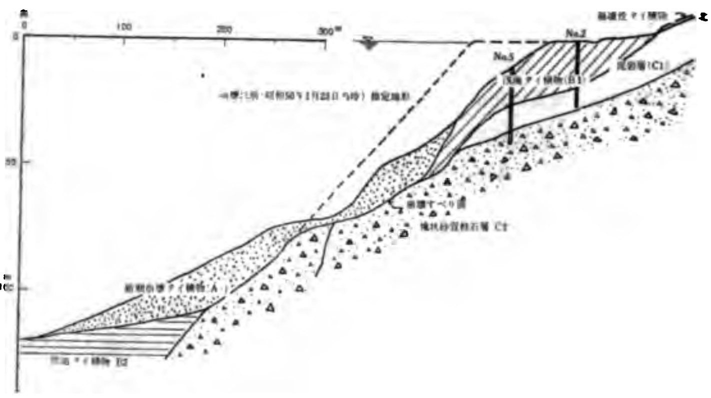
(注) σ_3：側圧　　σ_1-σ_3：軸差応力
γt：湿潤重量　　γ sat：飽和重量
W：含水比　　γ d：乾燥重量
e：間隙比　　Sr：飽和度
Back Pressure 0.04-0.07 kg/cm² 時の供試体寸法

くつめた状態で試験を行った。

この時の試料の重量・間隙比，飽和度は第３表の通りである。

上記の条件下で実施した結果，内部摩擦角半部のうち上部は約33°，下部は約13°である。

崩壊前の地形は明らかでないが，昭和50年１月の空中写真により浅海部を，これより深い部分については周囲の地形から第９図のように復元し，崩壊土量と堆積土量を求めた。その結果，崩壊土量は265,000 m^3，堆積土量は307,000m^3 となり，堆積土量が崩壊土量を上まわった。これは，旧地形の斜面が復元した地形面よりせり出していた可能性がある。



第11図　崩壊部地質断面図

3.　傾斜計観測結果　島の台地南端（K-1）および砂嘴の汀段上（K-2）に傾斜計を設置し，昭和50年９月から翌年２月まで地盤の傾斜変動を観測した。

この結果，K-1 地点は設置後２カ月は複雑な動きを示していたが，12月末からは南西方向に負の累積を示している。この方向は台地表面の傾斜方向に近いが累積で 60秒/４カ月程度で，地すべり変動とは判定できない。

K-２は初め北西方向に正の累積がみられたが２カ月後より東方向に累積するようになった。累積量は120秒/４カ月である。また，東北方向の成分の測定変位をみると，潮汐に関係のある動きを示している。すなわち設置点が砂嘴上であるため，潮汐による海面変動が水圧の上下となり地盤に作用しているためと考えられる。

以上のことから，新島南部は現在地すべり変動は起きていないと思われる。

VII.　崩壊発生前後の気象・海象

1.　気象　鹿児島湾岸には鹿児島，姶良，国分の３カ所に気象観測所がある。この３地点での過去３年間の風向，風速について観測データをとりまとめたが，それぞれ異った傾向を示している。新島には観測データがないが，地元民からの聞込みでは，12月～４月上旬までは北西の風が，８月中旬～11 月は北東の風が卓越する。５月～８月は南西の風が比較的多いが，変化が多い。風力は，年間を通して10時～15時はナギの状態が多い。この傾向から考えると，冬期は鹿児島，姶良と，夏～秋にかけては国分と同じ風向の風が吹くことが多いようである。

崩壊発生時の気象状況を第４表に示す。これらの観測所のデータによれば，当日比較的強い風が発生していた。これは突風と雷雨を伴った前線が通過したことによるものである。

現地の聞込みでは，４月１日の崩壊前の風向は北西で，風速は５m 前後ではなかったかといわれる。

2.　波浪　観測された波浪に関するデータが無いので推算により求めた。

当日の12～15時の鹿児島の風向は西北西，風速は８～９m/sec で，現地での聞込みの結果と近いため，波浪の推算には鹿児島気象台のデータを使用した。波の推算方法には種々あるが，鹿児島湾の水深が 100m 以上に及ぶことから外洋型の地区で利用される Ｓ・Ｂ・Ｍ法により，次の値を用いて計算した。

風速（平均）Ｖ＝8.5m/sec

第4表　3時間ごとの各観測所における風向・風速表

月日	時間h	姶良		国分		鹿児島	
		方位	風速 m/s	方位	風速 m/s	方位	風速 m/s
3月31日	0	SSW	2	NNW	2.5		
	3	S	3.5	NW	3.0		
	6	S	4.3	NW	2.5		
	9	S	4.2	WSW	8.5		
	12	SSE	5.8	WSW	5.5	WNN	6
	15	SSE	5.8	SW	6.0	W	7
	18	S	6.0	SW	5.8	WNW	5
	21	SSW	1.8	NNW	3.5	W	1
4月1日	24	SSW	2.0	NNW	3.5	W	0
	3	S	1.3	NNW	2.0	W	7~8
	6	SSE	5.0	SW	8.5	NW	7~8
	9	SSE	7.0	SW	11.0	WNW	6
	12	S	6.3	SW	10.5	WNW	8
	15	S	8.0	WSW	12.0	WNW	9
	18	SSE	6.5	W	7.5	NW	5
	21	SE	5.0	SW	3.5	NNW	3
	24	S	3.2	WNW	4.0	WNW	1

(注)　風向，風速は各表示時間の前後10分間の平均である。(気圧は鹿児島で1010～1040mb)

吹送時間　$h=3$時間
吹送距離　$L=13$km
風向　北西方向

S・B・M風波の予知曲線より以下の数値を得た。

波高(H)　H_0≒0.80m　($V=8.5\times1.3$≒11.4m/s)
周期　T_0≒3.8秒
必要追送時間　h≒1.6時間以上

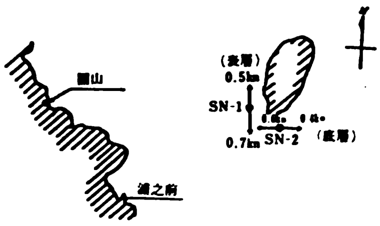
3. 潮位，潮流　潮位，潮流観測は海上保安庁水路部で行ったものである。検潮所を桜島の園山に設置し，潮流観測は新島の南西および南の2箇所で行った(第12図)。

新島南西沖合の SN-1 においては園山の高潮時頃に南々東流，低潮時頃に北々西流が最強となる。観測された最大値は，海面下5m 層で0.7kn，海面下20m 層で0.3kn である。新島南沖合の SN-2 では SN-1 より潮時が約1時間早く，流向は SN-1 が南々東流の時に東北東流となる。すなわち，園山の高潮の約1時間前に東北東流，低潮の約1時間前に西南西流が最強となる。観測された最大値は，海面下5m 層で0.3kn，海面下20m 層で0.6kn である。

このように新島南部の海域では，比較的近い2点間で流向，流速の分布が異っている。これは地形の影響によるもので，従来の観測記録等を参考にすると，表層流は南下流，海面下20m 層は斜面に平行した流れとなっており，新島の南端部では微弱な環流を形成しているものと考えられる。

4. 塩分濃度，水温　崩壊斜面の海域で，塩分濃度および水温の観測を行った。これは，崩壊部で地下水の異常な湧出の有無について知るため測定したものである。その結果を第5表に示す。

水温は水深1～40m で23.7°～26.7°C を示すのに対し，水深70m では19.0～19.7°C と低い。塩分濃



第12図 潮位・潮流観測位置図

度は水深1～40m で31.47～32.84‰の値を示し，70m では33.23～33.57‰であった。これらの測定値は通常の海水の性状を示しており，特に異常は認められない。

また，ボーリング孔においても地下水の異常は何ら認められなかった。

5. 地震および火山活動 新島の西南西6.7km 地点の春日山電磁地震計(桜島内)での観測によると，地震・微動日回数は第6表のようであった。

第5表 水温・塩分一覧表

項目 / 観測点	水深 (m)	塩分 (‰)	水温 (°C)	項目 / 観測点	水深 (m)	塩分 (‰)	水温 (°C)
No. 5	1	31.47	26.2	No. 7	1	31.71	26.7
	20	32.74	25.3		30	32.47	24.7
	40	32.84	23.7		70	33.55	19.0
No. 6	1	31.62	26.6	No. 8	1	31.55	26.4
	20	31.87	25.4		30	32.21	24.8
	40	32.43	23.9		70	33.22	19.7

昭和50年9月27～28日の観測結果

第6表 電磁地震計観測表

月 日	B型地震 (浅い地震・振幅小)	微動 (弱い噴煙に伴う震動)
3月29日	50 個	1 回
30日	42	2
31日	33	0
4月 1日	42	0
2日	36	6
3日	35	7

近年にめずらしくB型地震・微動とも少なく，A型地震はなかった。新島南部の砂嘴が崩壊したとみられる4月1日の17時30分前後には，地震計には全く異常がみられない。また，湯の元，白浜の両地震計では波浪のノイズ以外は異常が認められない。

VIII. 堆積台斜面の安定解析

斜面の安定度を検討する方法として，現在一般的に使用されている方法は静力学的弾性解が主体となっている。この方法では，今回行ったような水中斜面の解としては直接的な誘因を求めることは困難である。しかし，崩壊部の元の地形を復元し，その安定計算を行うことにより安定度の目安は立てることができ，さらにこの部分にどの程度の外力が作用すると崩壊に至るかは求められる。この方法によって崩壊前の堆積台斜面の安定度を求める。

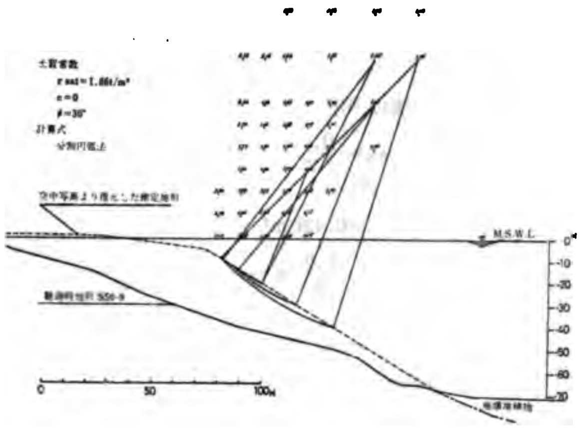
1. 安定解析

i) 使用計算式 計算式は分割法によるものとする。

$$Fs=\frac{[\Sigma W\{\cos\theta-e\sin\theta-U\}\tan\phi+Cl]R}{\Sigma W\ (\sin\theta+e\cos\theta)\ R}$$

Fs：安全率，W：土塊の重量，U：間隙水圧，C：土の粘着力，l：すべり面の長さ，θ：すべり面角，R：円の半径，e：地震係数

ii）計算断面　計算断面位置は第13図に示したように，崩壊中心部を通る直線とした。崩壊前の地形は第9図と同様，堆積台頂部は昭和51年1月撮影の空中写真で復元し，堆積台の肩の部分と崩壊斜面の末端の間は直線で結んだ。



第13図　安定計算断面図

iii）計算条件　計算に必要な条件は，土質試験の結果から次の値を使用した。

土の単位体積重量	$\gamma t=1.60t/m^3$
土の飽和重量	$\gamma sat=1.86\,t/m^3$
土の水中重量	$\gamma'=\gamma sat-\gamma w=0.86t/m^3$
土の内部摩擦角	$\phi=30°$
土の粘着力	$C=0$

iv）計算結果　種々の断面について計算した結果，最小安全率 Fs=1.05で，ほぼ Fs=1.00に近い値である。このような最小安全率を示す円弧の位置は堆積斜面の表層に集中している。これは堆積台斜面の傾斜が砂地盤の内部摩擦角（安息角）にほぼ等しい。したがってわずかな外力が加わることによって，この斜面が不安定化することは明らかである。

2．波力を考慮した検討　前項は，すべり斜面に外力が作用しない場合の計算である。本項では，波による圧力が外力として斜面上に作用すると仮定した場合，どのような結果になるかを検討する。

波圧を考慮した安定解析は，Henkel (1970)を始めとする2，3の研究者が模型実験を行い，解析を行っている。これらの研究は何れも軟弱な粘土層の破壊についてのみで，砂地盤については行われていない。ここでは単純に砂地盤上面に作用する波圧を求め，これにより安定度がどのように変化するかを求める。

波圧の求め方には種々の方法があり，また適用条件が限られている。特に砕波部ではその応力も複雑に作用して正確に求められない。ここでは1つのモデルとして安全率の変化量がどの程度かを検討するため単純化して計算する。

海面下で作用する圧力（波による）の一般式は次の式による。

$$P=\frac{11}{2}\times\frac{\cos h\frac{2\pi}{L}(Z+H)}{\cos h\frac{2x}{L}h}\times\sin\left(\frac{2\pi}{L}\times\frac{2\pi}{T}t\right)$$

P：海面下で作用する圧力（静水面下），H：波高，T：周期，L：波長，Z：静水面下の距離（求めようとする点迄の距離，h：水深，x：波の進行方向をX軸とした時の距離，t：上記X点迄の時間(波の進行方向)

また，海底面に作用する圧力を求める時は Z=−h となり下式となる。

$$P=\frac{H}{2}\times\frac{1}{\cos h\frac{2\pi}{L}h}\times\mathrm{Sin}\left(\frac{2T}{L}-\frac{2\pi}{T}\theta\right)$$

Ⅶ—2の項で求めた波の諸元は次の通りである。

$H_0=0.8m$

$L_0=22.5\text{m},\ L_0=\frac{g}{2\pi}T^2\cdot\tan h\frac{2\pi h}{L}$

$T_0=3.8$秒

これより海底面に作用する最大圧を求めるが，その時の断面および波の状況を第13図のように仮定する。

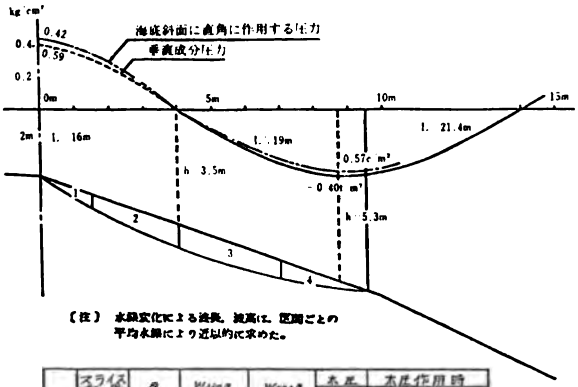
$$最大波圧\ P_{max}=\frac{0.84}{2}\times\frac{1}{\cos h\frac{2\times3.14}{16}\times2}$$

$$=0.42\text{t/m}^2\ (h=2.0\text{m 点})$$

$$最小波圧\ P_{min}=\frac{0.8}{2}\times\frac{1}{\cos h\frac{2\times3.14}{21}\times5.3}$$

$$=-0.37\text{t/m}^2$$

圧力分布は曲線分布となるが，波長に対して波高が比較的小さいので，第14図のように三角形分布するものとして計算する。



〔注〕 水深変化による波長，波高は，区間ごとの平均水深により近似的に求めた。

	スライス重量	θ	Wsinθ	Wcosθ	水圧 P	水圧作用時 (P+W) sinθ	(P+W) cosθ
1	0.323	35°	0.179	0.271	0.42	0.459	0.707
2	1.183	26°	0.519	1.063	0.38	0.685	1.405
3	1.677	18°	0.518	1.595	0.45	0.379	1.167
4	0.646	10°	0.112	0.636	0.88	0	0
計			1.323	3.565		1.523	3.279

第14図　波圧を考慮して安全率を求めた断面

Ⅷ－1と同じ計算条件を用いると，第13図から波圧の作用しない時の安全率は，

$$F_S=\frac{3.565\times0.577}{1.328}=1.55$$

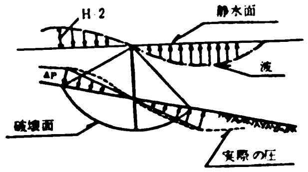
波圧を考慮した安全率は，波圧による垂直成分がプラスの時，

$$F_{S1}=\frac{3.279\times0.577}{1.523}=1.24$$

となる。この結果，静的安全率に対して波圧を考慮した場合の安全率は約20%減少することになる。

崩壊前の復元した堆積台斜面の最小安全率が Fs＝1.05 であり，波の進行方向が斜面に直角で，かつ波高，周期等の条件がそろい，上記のように安全率が減少すれば崩壊にいたるであろうと推論される。

3．砂層の相対密度　1，2の項で，静的安全率および波圧を考慮した安全率を検討した。この他に安定度に関係のある要素は土中の間隙水圧の挙動で，これによる砂地盤の液状化現象も考えられる。一般にゆるい砂に周期的な応力を作用させた場合，間隙水圧の上昇により砂地盤が流動化することが知られている。参考までに，崩壊部近傍の砂浜から採取した砂の相対密度を求めたのが第7表である。



第15図　波圧を考えた安定計算概念図

試料の No. 3 は重鉱物（磁鉄鉱）が多量に入ったもので，比重も3.18と大きい。一方，試料の No. 4 は軽石の多い部分を採取したものである。この結果をみると，砂層中にきわめて軟弱な状態の層が存在することが明らかになった。

このような軟弱な状態の砂が連続して広がり，分布範囲が広い場合は崩壊の要因となると思われる。た

第7表 51年2月砂嘴先端部より採取資料の相対密度

試料 No.	比重	乾燥密度 γd			間隙比			相対密度 Dr
		現場 γd	γd max	γd min	e	e max	e min	
3	3.18	1.59	1.779	1.490	1.00	1.13	0.79	38%
4	2.64	1.15	1.186	1.093	1.296	1.415	1.226	63

だし，崩壊時に地震や火山活動による外部振動はなかったし，また，このような軟弱な状態の分布も明らかでないので，その存在が崩壊の発生にどのように関与したかは不明である。

IX. 崩壊要因の検討

1. 素因の検討 新島南側の堆積台が崩壊するに至った素因しては地質，地形および土質があげられる。

崩壊部周辺を構成する地層は，下位より塊状砂質軽石層，泥岩層および海浜砂層である。塊状砂質軽石層はN値14～34の半固結堆積物で，この海域でも東西性の断層が認められるが，崩壊は本層に及んでいないので，その構造は本崩壊に関与していない。

泥岩層の表層のシルト質粘土はN値が0～5ときわめて低く，軟弱であり，崩壊斜面方向に緩傾斜することから，当初，本層がすべり面となり，崩壊の主な要因ではないかと思われたが，ボーリングおよび音波探査の結果，崩壊は本層の分布範囲では上位の砂層内にとどまっていることが明らかとなった。

表層の砂層は，前記の泥岩層および塊状砂質軽石層の上に堆積した未固結堆積物で，最大層厚は35mに達していた。これは海底谷の谷壁斜面に堆積台を形成し，その前面の傾斜は20°～30°で水深100～120mの谷底に及んでいる。崩壊部の傾斜は30°前後と推定され，水中の堆積面としては異常な急傾斜といえる。この砂層は，N値1～11，かなり軟弱な砂で相対密度38～68%と小さく，内部摩擦角30°～32°である。このようなゆるい砂が急傾斜の面を形成して，海底谷の谷壁斜面に厚く堆積していたことが，崩壊の素因と考えられる。

2. 誘因の検討 崩壊の誘因としては，新島のような事例では，地震および火山活動，地下水の湧出，潮流による洗掘，砂の異常堆積や波浪によって海底に作用する変動圧力（波圧）などが考えられる。

しかし，崩壊の発生前後には崩壊に影響するような有感地震および火山活動は観測されていない。また，地下水の湧出についても，新島の地下水位がほぼ海水準に近く，塩水化しているほどで，乏しいこと，ボーリング孔では被圧地下水は存在しないこと，崩壊部海域では大量の地下水の湧出を示すような水温，塩分濃度の異常は認められなかったことなどから，崩壊の誘因となるような地下水の湧出は無かったものと考えられる。

次に，崩壊斜面が砂層からなることから，潮流による局部的な洗掘が生じ，元来，安息角に近い急勾配であった斜面が不安定化し，崩壊することも考えられる。崩壊斜面側の水深20m地点で水路部が観測した潮流は，底層流は表層流より速く，東西流で最大0.6kmである。しかし崩壊部周辺の底質が Mdϕ=1～−3.5と粗いことからこの程度の流速では洗掘は起り難いものと考えられる。

新島周囲の海岸から堆積台への漂砂の移動堆積は，木野他（1971）の鉱物分析の結果からも裏付けられるが，昭和45年10月から同50年1月までの間に，堆積台が南側に約18m前進するほどいちじるしい。また，昭和48年10月から同50年1月までの1年3カ月の間に堆積台頂部に概算で約5,100m^{3}の漂砂の堆積があった。これによる堆積台先端部の加重増は約3,300tと推定される。崩壊直前の冬期に砂嘴基部の西岸で砂浜の侵食があったが，その侵食量は概算で約1,100m^{3}であり，前述の加重増をもたらした漂砂はさらに北方の海岸から供給されたものであろう。このような漂砂の異常堆積により，急斜面頂部の荷重が増加したことが崩壊の誘因の1つとなっているものと考えられる。

崩壊した堆積台斜面を復元し，土質試験結果により波圧を考慮しない安全率を求めたところ最小安全率Fs＝1.05を得た。

一方，崩壊発生時の波高から海底に作用する波の変動圧を求めると最大圧は0.39t/m² となる。この値を用いて安定計算をおこなったところ，波圧を考慮しない安全率に較べ約20%の低下がみられた。したがって，崩壊前の斜面がほぼ安定限界勾配に近かったことから，波の圧力変動は崩壊の誘因として考えられる。

以上の検討結果から，崩壊は次のような過程で発生したものと考えられる。

新島南側の急斜面に形成された堆積台は，北側の海食台から供給される漂砂の異常堆積により前進し，安定限界勾配に近い急斜面が形成された。この斜面は軟弱な砂で構成され，その頂部に堆積した砂の加重増により斜面の安定度が低下し，崩壊に至ったものと考えられる。なお，このような不安定な斜面に波圧が作用し，これが崩壊の引金となったことも考えられる。

X. 今後の見通し

新島は海底の隆起により陸化してから200年たらずの島である。当初陸化した範囲を現在の海食台の範囲とし，その後の侵食により現在の状態になったものと仮定すると，その侵食量は概算で約370万 m³ 程度である。このうち，海食台の南側に移動堆積した土量は，崩壊土量を含めて約260万 m³ と推定され，なお，新島をとりまく海食台には80万 m³ を下らない砂が残存するものと推定される。

これらの砂が厚さ10m 以上で堆積しているのは島の南側の東西430m，南北260m の範囲で，特に厚いのは，今回の崩壊部を含めた両側の幅約200m の部分である。これらの斜面の末端には，過去にも崩壊が発生しており，堆積台の未崩壊斜面には崩壊前の斜面と地形，地質条件の類似した斜面が残存することから，その安定度を低下させるような条件が整えば今回と同様の崩壊が発生する危険がある。

新島南側への漂砂の移動は，その量によって異った影響をもたらすであろう。その量が大きければ，再び堆積台の拡大をもたらし，その量がきわめて少い場合は，新島南部の漂砂の収支のバランスが失われ，砂嘴や砂浜の後退をまねくことになろう。

漂砂の移動量については不明である。しかし，昭和41年から同48年にかけての消波堤などの海岸事業により，海食崖の侵食が防止されたことにより，新島周辺の土砂生産量が減少することを考えると漂砂の移動量は減少の方向に向うものと思われる。昭和51年２月に，砂嘴部の汀線とその先端の水深を測定した。その結果では，昭和51年冬期に砂嘴周辺に供給された漂砂の堆積量はきわめて少なかったものと思われる。

XI. まとめ

昭和50年４月１日夕刻，鹿児島桜島町新島において，南端の砂嘴が欠落した。その原因を明らかにするため，各種の調査を行ない，次のことが明らかになった。

新島は安永年間の桜島の火山活動に伴い，海底が隆起して陸化した島で，その後の波浪侵食により面積を減少し，海食崖にとりまかれた台地状の島となっている。島の周囲は，水深０～５m の海食台が広くとりまき，これに続く５～10m の平坦面の外側は傾斜10°～20°の急斜面となっている。島は東西性の断層で切られ，中央部は地溝をなして落ち込んでいる。その東西の延長上の海食台の外側には構造性の凹部や火口と推定される凹部が連なる。新島の南側の斜面は，島の侵食により生じた砂礫が運搬堆積され，堆積台となっている。

島を構成する地層は，下位より，泥岩および軽石層，塊状砂質軽石層（燃島シラス），泥岩層，貝殻軽石層（燃島貝層），岩滓質熔岩，崩壊性堆積物，汀段堆積物，桜島火山拋出物および海浜砂層である。

泥岩および軽石層と上位層および泥岩層と上位層とはそれぞれ不整合の関係にある。泥岩および軽石層を除き，上位の層は島の北部では，ほぼ水平構造となっているが，南部では南落ちの単斜構造で，海底下に続く。ボーリングの結果，泥岩および軽石層は，海面下50m 以上連続している。

ボーリングおよび音波探査の結果，海底を構成する地層は，上位より海浜砂層，泥岩層，塊状砂質軽石層，泥岩および軽石層からなることが判明した。表層の砂層は，海食台では厚さ数 m にとどまるが，堆積台では最大層厚35m に達している。泥岩層は新島の南側の海底にのみ分布する。層厚は 10m ±で，南に約10°±の傾斜となっている。塊状砂質軽石層以下の岩層は，調査海域の全域に分布し，各所で東西性の断層で切られている。

新島南部の砂嘴の欠落をもたらした海底斜面の崩壊が，堆積台斜面に発生している。その規模は，幅約100m，長さ約200m で，その下方に扇状の崩壊土砂の堆積部がある。崩壊土量は約 265,000 m^3，堆積土量は約307,000m^3 である。

崩壊した斜面には漂砂の供給が続き，堆積台の前進が続いていた。これにより，きわめて軟弱な状態で堆積した砂が崩壊前に安定限界勾配に近い急斜面を形成した。崩壊の前後にはこれが影響するような地震や火山活動はなかった。崩壊の原因としては，斜面頂部への約8,400m^3 の漂砂の堆積による荷重増が斜面の安定度を低下し，崩壊に至ったものと考えられる。なお，波浪によって海底に作用する圧力変動を考慮すると，斜面の安全率が20%程減少することから，波圧が崩壊の引金となったことも推定される。

本研究を実施するに当り，研究検討委員会を設け，いろいろとご意見を頂いた。委員会に参加して頂いた方々は，東京大学地震研究所教授荒巻重雄，京都大学桜島火山観測所長・教授加茂幸介，鹿児島大学理学部教授大庭昇，東京大学海洋研究所教授奈須紀幸，埼玉大学理学部教授芥川真知，成蹊大学経済学部教授山口真一，鹿児島地方気象台長唐津進，国立防災科学技術センター流動研究官大八木規夫，土木研究所海岸研究室長橋本宏，同地すべり研究室長藤田寿雄の各氏のほか，本特別研究を担当した機関の関係者各位である。

また，本研究の推進に当られた科学技術庁研究調整局の各位および現地の鹿児島土木部河川計画課の各位には種々ご協力を頂いた。ここに記して感謝申し上げる。

参考文献

松本唯一(1933)：始良カルデラについて，地理学評論 **9**.
鹿間時夫 (1955)：鹿児島県燃島貝層の層位的研究，地質雑 **61**, p 598.
下村彦一 (1960)：始良カルデラの地形区，広島大学紀要 **18**.
YOKOYAMA, I. (1963)：Volcanic calderas and meteorite craters with the special relation to their gravity anomalies. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser.* VII, **2**, (1), 37-47.
大田良平 (1964)：シラス研究序説，地球科学 No. 72, 1-10.
平田国雄 (1964)：燃島貝層，鹿児島県の自然，鹿児島理科教育協会.
桑代 勲 (1964)：Proto-Cardera について，地学雑誌 **43**, No. 2.
荒巻重雄 (1965)：始良カルデラ入戸火砕流の C_{14} 年代，地球科学 No. 80.
ARAMAKI, S. and UI, T. (1966)：Aira and Ata Pyroclastic flows and related caldera depressions in southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.*, **29**, 29-48.
桑代 勲 (1969)：始良カルデラに関する二・三の問題，鹿児島地学会紀要 No. 17, 63-66.
桑代 勲 (1970)：始良カルデラの研究，知覧文化，No. 7.
中条純輔・村上文敏 (1976)：鹿児島湾の物理探査予報，地質調査所月報 **27**.
木野義人，小野晃司，寺岡易司，衣笠善博，磯部一洋 (1976)：桜島北東側陸域の地質学的研究，鹿児島新島の海岸欠落に関する特別研究報告.
長井俊夫 (1976)：桜島北東側海域の地質学的研究，鹿児島県新島の海岸欠落に関する特別研究報告.
堀定清，蓮池克巳，板東保 (1976)：新島周辺の潮流，潮汐特性に関する研究，鹿児島新島の海岸欠落に関する特別研究.
国土地理院(編) (1976)：1/2,500地質図，新島.
国土地理院(編) (1976)：1/10,000地質図，桜島北東部.
MICHEL, R. J. 他：Failure of Submarine Slope under Wave Action, Coastal Engeering.
HENKEL, D. J. (1970)：The Role of Wave in Causing Submarine Landslides, *Geotechnique* **20**.
大原，鈴岡 (1972)：振動砂箱による飽和砂の液化に関する実験結果の検討，*Soils and Foundations* **12**, No. 4.

(1977年5月3日受理)

地学雑誌 86, 6 (1977)

横手盆地南部における農村家屋形態の特色と変貌

高 橋 作 次* 杉 浦 直**

Farmhouse Forms in the Southern Part of the Yokote Basin, Northeastern Japan
——Regional Characteristics and Recent Changes——

Sakuji TAKAHASHI and Tadashi SUGIURA

Abstract

In this paper the authors have tried (1) to clarify the regional characteristics of rural farmhouse forms, especially the distribution of farmhouse types, in the southern part of the Yokote Basin, Tohoku, northeastern Japan, and (2) to examine, through a study of recent changes, the structure of the process by which farmhouse forms change in relation to the physical and socioeconomic conditions of rural settlements.

The study is divided into three parts : (1) A region-wide questionnaire survey. Approximately 3,000 questionnaire sheets (one sheet per farmhouse) were distributed to farmhouses on the floor of the southern Yokote Basin and in the surrounding mountain region, of wihch 1,991 were returned and analysed. (2) A field reconnaissance of house types and roof materials along a transect, from the basin floor to the surrounding mountains, consisting of fourteen villages located along the Naruse River and its tributary, the Saruhannai River. (3) An intensive survey of some sample villages selected from the abovementioned fourteen villages.

1) Regionality in farmhouse forms as determined from questionnaires and field reconnaissance.

The following typology of house types was used in order to illustrate regionality in farmhouse types (ref. Fig. 2) ; A : Chūmonzukuri, a traditional and peculiar house type with an L-shaped house plan. B : Sugoya, which literally means "straight house". This type is subdivided into two ; B_o : the old type with a wide "domaniwa", the dirt floored hall within the house, and B_n : the new type lacking this feature. B′ : Sugoya with a protruding vestibule. This type is also subdivided into B_o' and B'_n. C : Miscellaneous.

Both the questionnaires and the counts made by the authors in the fourteen villages indicate considerable regional variations in the percentage of each house type (Figs. 2 and 5). Type A is scarcely seen now on the basin floor, but it is common in the mountainous areas. In contrast, Type B, especially Type B_n, is seen more frequently on the plain than in the mountains.

In the period until about 1960 Type A was found more frequently everywhere in this area than at present ; even on the plain a considerable proportion of farmhouses (20–30 %) were of this type, and in the mountains the proportion exceeded 50 % (Fig. 3).

* 東京都立小平第二中学校 Kodaira Second Junior High School, Tokyo
** 東北大学理学部 Faculty of Science, Tohoku University, Sendai

The distribution of Type A farmhouses in the former period is closely related to the distribution of snowfall; hence we may consider that house forms of this type are well adapted to snowy conditions.

Attached buildings are commonly few in number; one or two per farmhouse on average. It is noteworthy that the sagyōsha (workshop or barn), the most important farm out-building, is associated with new-type houses ($B_n+B'_n+C$) more frequently than with old-type houses ($A+B_o+B'_o$).

2) Processes of change in farmhouse forms as determined from an intensive survey in sample villages.

An intensive survey was undertaken in three sample villages; Udekoshi, located on the basin floor, and Kawaguchi and Kamihata in the mountainous area. In this survey, recent changes in farmhouse forms were ascertained, mainly through interviews, for 82 families (20 each in Udekoshi and Kawaguchi and 42 in Kamihata).

The results are summarized as follows;

In Udekoshi Village, (1) Type A has been absent for a long time (perhaps since early in the Shōwa Period), and Type B'_o was dominant in the early 1950's, (2) the dominant change in recent times has been from old-type farmhouses to new-type ones, and especially to Type B'_n, (3) working and storage space is being relocated from the main house to attached buildings, and especially to newly-constructed workshops, as the number of new-type houses increases, and (4) 80 % of all dwellings today are new-type houses.

In Kawaguchi and Kamihata; (1) Type A has been dominant since olden times, and today its share of the total number of farmhouses has decreased only slightly, (2) nowadays Type B'_n is increasing in importance to some extent, (3) the relocation of working and storage space away from the main house is proceeding only slowly, and (4) comparing the two villages, changes have been slightly greater in Kawaguchi, which is located at the mouth of the tributary, than in Kamihata, in the upper stream area.

These regionalities of changes in farmhouse form can be explained primarily in terms of differences in socio-economic conditions between the villages. In other words, recent changes in farmhouse form are considered to result from mechanization in agriculture and modernization of the mode of life, these processes having proceeded to the greatest extent in Udekoshi, in which the cultivated acreage is larger than in either Kawaguchi or Kamihata.

I. はじめに

東北日本の日本海側諸地域には，中門造民家と呼ばれる，地方的タイプの特徴的な伝統的民家が分布している。今，ここで取り上げる秋田県横手盆地周辺も，この中門造民家の稠密分布地帯であった。しかし，現在農村集落は著しい変貌の波を蒙っており，中門造民家もその例外ではない。本稿では，横手盆地南部をフィールドとして選び，そこにおける中門造民家を中心とした農村家屋形態の現状と最近の変貌を把握・分析し，地理学的な観点からの考察を試みた。以下は，その報告である。

本研究を行なうにあたって，従来の研究との関連から，次の2点を特に考慮した。

(1) 秋田県における農村家屋（民家）の研究は，今和次郎（1922）が「秋田の中門造」を取り上げて以

来，石原（1943），蔵田（1950），小倉（1955），川島（1976）等，主に建築学関係の研究者によって伝統的民家の概説的な記載が為され，また古民家緊急調査を中心にした「秋田県の民家」（秋田県教育委員会，1973）もまとめられている。しかし，地理学的観点からの研究は比較的少なく，高橋(1953)，伊藤（1958），杉本（1969）等を数えるに過ぎない。人文・自然双方からの地理学的研究の豊富な横手盆地に関しても，民家の研究は大きな空白部分となっている。また，中門造民家の分布の把捉という点から見ると，すでに山形県については小野（1959），渡辺（1976），会津地方については海老沢（1966），米田（1973a），さらに新潟県については須藤（1955），米田（1973b，1975），により数量的に把握した研究が為されているが，秋田県に関しては藤田の由利地方の報告（杉本，1969，p 145）が注目されるに過ぎない。以上，秋田県の農村家屋形態に関しては，地理学的な現状の把握が不十分な状態にあると言えよう。

(2)　農村家屋の変貌に関する研究は，戦後，建築計画学をはじめとする生活科学の分野で大きく取り上げられ，生産方式・生活様式の変化との機能的関連を中心に，多くの成果が積み重ねられている。また，地理学の分野でも，岩田（1954），山本（1957），杉本（1969，pp 262～274）等の優れた動態的研究が発表された。しかし，それらの研究の多くは，1965年以前の段階であり，それ以降の急激な農村家屋の変貌に関しては，十分なアプローチが為されていない。また，多くが平地部農村の事例研究に偏っており，地域的比較の観点は，手薄な状態のまま残されていると言えよう[1]。地理学的な立場からは，上記研究において展開された視点や手法を踏まえて，新たに地理学的な比較の観点から，農村家屋形態の動態的研究を進める必要があるものと思われる。

以上に鑑みて，本研究では，横手盆地南部をフィールドとして，そこにおける農村家屋形態の現状，特に中門造民家を含めた家屋タイプの分布，を明らかにするとともに，農村家屋の最近の変貌を，地域的相違，特に平地部農村と山間部農村との相違の観点から把握し，その方向性，集落の経済・社会的動向との関連を考察・検討した。それらによって，秋田県における民家形態，特に中門造民家，の地理学的研究の集積に資するとともに，地域的比較を踏まえた農村家屋の動態的研究への一助となることを意図している。

II.　調査方法と対象地域

調査は，次の３つの部分から成る。

(1)　まず，横手盆地南部における農村家屋形態の概況を把握するために，調査票配布による抽出調査を試みた。これは，全域をほぼカバーできるように，各市町村から中学校１～２校，計18校[2]を選定し，農家世帯の生徒に配布，各項目の質問に解答・記入してもらったものである。配布枚数約3,000枚，回収された調査票から非農家，記入率の悪いもの等を除き，分析した調査票は1,991枚（従って1,991戸の農家，対象地域全農家の約9.2%）であるが，項目ごとの有効解答数は，これよりやや少なくなる。調査項目は，間取り及び宅地内建物配置の略図を中心に，母屋規模，母屋内機能，母屋・作業舎の建築年代，以前の家屋形態（中門造か否か），農業経営内容等にわたっている。

(2)　次に，盆地底の平地部から周辺の山間部へと連続する集落群を選定し，全数につき家屋形態の外観を調査した。これにより，(1) の結果をより詳しく確認する一助とした。

(3)　さらに，上記 (2) の集落群から，平地部農村１，山間部農村２の事例集落を選定し，集落内の農家のほぼ全数について戸別のインテンシブな調査を試みた。現地では，間取り，屋敷構え，付属建物等の現

1)　筆者の１人，杉浦は，農家建物構成方式の成立という観点から，東北地方における農村家屋の変貌を考察したが，その際取り上げた事例はいずれも平地部の農村であり，山間部農村の動向，あるいはそれとの比較は，今後の課題とした。1976年度東北地理学会前期例会（人文地理学会と合同）で発表，なお，その内容は「人文地理」に投稿中。

2)　金沢・大雄・雄物川・浅舞・十文字・十文字西・山田・大森・羽後・田代・増田・稲川・須川・雄勝・山内・東成瀬・同椿川校舎・皆瀬の各中学校。

状及び変遷についての実測・面接聴取を中心とし，さらに行政機関（役場）からは，農業経営や家屋形態に関する資料を戸別に得た。これにより，平地部農村と山間部農村における農村家屋形態の最近の変貌を具体的に把握し，比較考察する資料とした。

なお，以上の調査は1976年3月～11月に行なった。

以下，それぞれの調査に応じて，対象地域の概況を説明しよう。

調査票配布による広域調査の対象地域は，横手盆地の南半，盆地底の平地部と周辺の山間部を含めた農山村地帯である。行政区分では，秋田県平鹿郡・雄勝郡のほぼ全域，さらに横手市，湯沢市の農村部に相当する。この地域の自然条件の最大の特色は冬季の積雪で，雪の多い裏日本の中でも，有数の豪雪地帯に属している。

この地域の農業経営の概況を見よう。まず，経営耕地規模を見ると，平地部ほど大きく，山間部ほど小さい傾向が認められる。対象市町村を便宜的にⅠ帯（平地部），Ⅱ帯（周辺部），Ⅲ帯（山間部）の3地帯に区分して見ると[3]，1戸当り経営耕地面積にしてⅠ帯：1.25ha，Ⅱ帯：0.96ha，Ⅲ帯：0.80ha となる。そのうち水田面積を見ると，Ⅰ帯：1.14ha，Ⅱ帯：0.78ha，Ⅲ帯：0.60ha，となり，耕地面積に占めるその割合は91.2%，81.3%，75.0%と山間部ほど少なくなる。兼業化の傾向を見ると，専業農家は全体に少ないが，2種兼業農家の割合はⅡ・Ⅲ帯で高くなり，出稼農家率も12.8%，21.2%，28.4%と増加する[4]。

外観調査の対象集落は，上記広域調査地域の一部にあたる横手盆地南東部成瀬川とその支流狙半内（まるはんない）川の流域に立地する14集落である[5]（第5図参照）。農業経営の概況を見ると，上記の傾向がほぼあてはまり，山間部（上流部）ほど，経営耕地面積，水田面積，水田面積の割合が減少し，2種兼業農家，出稼農家が増加する。米作が中心であるが，平地部ではりんご栽培，山間部ではタバコ栽培が導入されている。なお，山間部ではかつて養蚕業が盛んであったことも重要な特色である（斉藤，1960)。

外観調査集落から選定したインテンシブ調査の事例集落は，十文字町腕腰（平地部農村），増田町川口・上畑（山間部農村）の3部落である（第5図参照）。腕腰は，行政上の戸数33戸，盆地底の平地部に位置し，中心集落の増田や十文字からは1.5～2km の距離であるが，都市的施設はなく純農村的な集落である。農業の中心は米作で，他に若干のりんご及び桜桃の栽培が見られる。川口は，戸数21戸，成瀬川と狙半内川の合流点，すなわち支谷の出口付近に立地し，上畑54戸は，さらに上流7km，狙半内川の最上流部付近に位置している。両集落とも山間の農村であり，米作の他，タバコ栽培等の畑作にも特色がある。経営規模は平地農村に比して小さく，特に上畑では零細となり，出稼ぎや日雇いに頼る傾向が強い。

III. 分析と結果

以下，調査票による広域調査，外観調査，事例集落のインテンシブ調査，に基づいて分析を行なう。

1. 横手盆地南部における家屋形態の特色

(1) 調査票の分析から

ここでは，調査票の分析から，対象地域における家屋形態の特色を概観する。

(i) 家屋タイプの設定

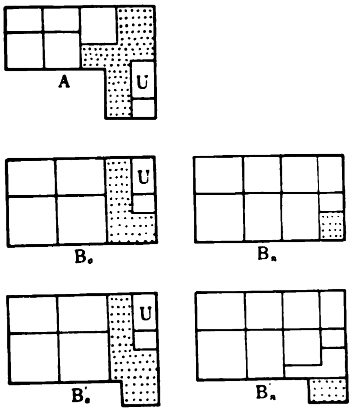
まず，家屋形態の特色と分布を把握するため，第1図に示す如く6つの家屋タイプを設定した。すなわち，Aはいわゆる中門造民家，Bは直屋[6]，B′は直屋に「中門」とは呼べない前方の突出部（入口，玄関

3)　Ⅰ帯：横手市金沢地区・大雄村・雄物川町・平鹿町・十文字町・湯沢市山田地区，Ⅱ帯：大森町・羽後町・増田町・稲川町・湯沢市須川地区・雄勝町，Ⅲ帯：山内村・東成瀬村・皆瀬村。

4)　以上は，1975年世界農林業センサス・秋田県統計書より計算。

5)　下流部より，腕腰20戸・半助村61戸・樋場22戸・荻袋42戸・安養寺33戸・吉野42戸・菅生29戸・鍋ケ沢20戸・川口21戸・小栗山39戸・中村77戸・火石田32戸・上畑54戸・滝の下26戸。

6)　“直屋”は“南部曲家”に対する言葉として使われる場合が多いが，ここでは“中門造”ではない真直ぐな棟形態の家屋という意味で用いる。



第1図　家屋タイプ分類模式図
U：内厩

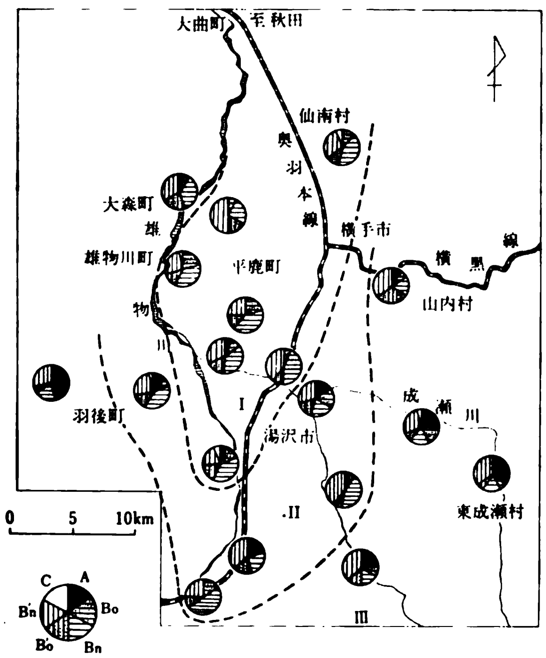
になっている）が付設した型，Cはその他であり，B, B′ については，さらに広いドマニワ（及び内厩）を含む古い型 B_o, B'_o と，居住部分中心の新しい型 B_n, B'_n に細分した。この分類は，もちろん恣意的であり，厳密なものではないが，この地域の一般的な農村家屋形態を把握する際には，有効であると判断した。

(ii) 家屋タイプの分布

調査票を配布した各中学校別に，各家屋タイプの比率を示したのが，第2図である。タイプの判定は，調査票の間取り略図によった。有効数は1,803枚（1,803戸），機械的な判断が困難である場合も多かったが，極力上記のタイプに分類した。以下，便宜的に区分した3地帯[7]（前述）を考慮して，各タイプの分布傾向を簡単に述べよう。

まず，Aの中門造の分布を見ると，平地部と山間部との明瞭な差異が注目される。すなわち中門造は山間部には普遍的に分布しており，Ⅲ帯の平均26%，最高率の田代では45%近くを占めているが，Ⅰ帯の各校，及びⅡ帯の一部では，ほとんど見られない[8]。

Bは，Ⅰ帯の平均でほぼ50%，Ⅱ帯約40%，Ⅲ帯約30%と漸次減少しており，特に B_n がⅠ帯で多い傾向が見られる。B′ は，3地帯とも50%弱で，一部の例外を除いてあまり大きな差異は見られない。そのうち，B'_n が半分以上（戸数の30%程度）を占めるところが多く，Ⅰ帯の一部ではさらに高くなるところもある。



第2図　横手盆地南部における家屋タイプの分布

次に，$A+B_o+B'_o$ を古い型の家屋，$B_n+B'_n+C$ を新しい型[8]の家屋として見ると，山間部，特にⅢ帯では古い型が50%近くまで占めるが，平地部では20〜30%に減少する傾向が明瞭に見られる（第4図参照）。前述のように，山間部の古い型はAが多く，平地部のそれは B_o と B'_o で占められる。

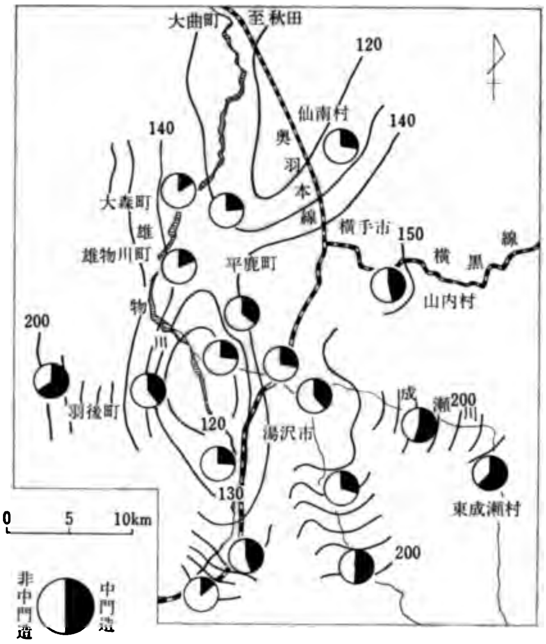
(iii) 変貌以前の中門造の分布

以上は，現在（1976年）の分布状況であるが，農村家屋形態は，戦後，特に1965年以降急激な変化を蒙っており，本地域の中門造の分布も少し以前はかなり異っていたことが予想される。そこで，調査票の質問事項において「以前は中門造であった」と解答したものに，現在の中門造を加えて，そ

7) 羽後町のうち，田代中学校分はⅢ帯に含めて数える。
8) これは，この地域を歩いた際の実地の観察によっても裏づけられ，平地部では数部落に1棟見る程度である。
9) Cは，新しい型のみではないが，数的に少なく影響が小さいので，便宜上新しい型に含めた。

の割合の分布を見たものが第3図である。資料の性質上厳密なものではないが，ほぼ1960年ごろまでの概況を示しているものと思われる。これによると，山間部では50～70%の比率を示し，平地部でも30%近くあるところが多く，いずれも現在より高率になっている。すなわち，以前には平地部には中門造民家がかなり普遍的に見られた[10]が，ここ10何年かの間に急速に消失し，また山間部でも減少していることが推測される。

次に，この変貌以前の中門造の分布と積雪との関係について見る。中門造は，多雪地帯に適合した家屋形態であり，その分布密度と積雪量にはかなり強い相関があることが報告されている（須藤1955，小野1959，海老沢1966，米田1973a，同1975など）。そこで，我々は本地域において，昭和10年代の資料[11]から作成した最深積雪量分布との対応を見た（第3図）。これによると，全体的に積雪は多いが，相対的に平地部で少なく，山間部に行くほど多くなり，中門造民家の割合の増加と対応している。ここでは，最深積雪量130cm以下の地域と中門造30%以下の地域，150 cm以下と40%以下，180cm以上と50%以上というような対応が指摘できよう。すなわち，本地域においても，少なくとも見かけ上は，積雪量と強い相関をもって中門造が分布していたことが確かめられた。



第3図　横手盆地南部における変貌以前の中門造民家の分布　等値線は最深積雪量（cm）

（iv）付属建物とその構成

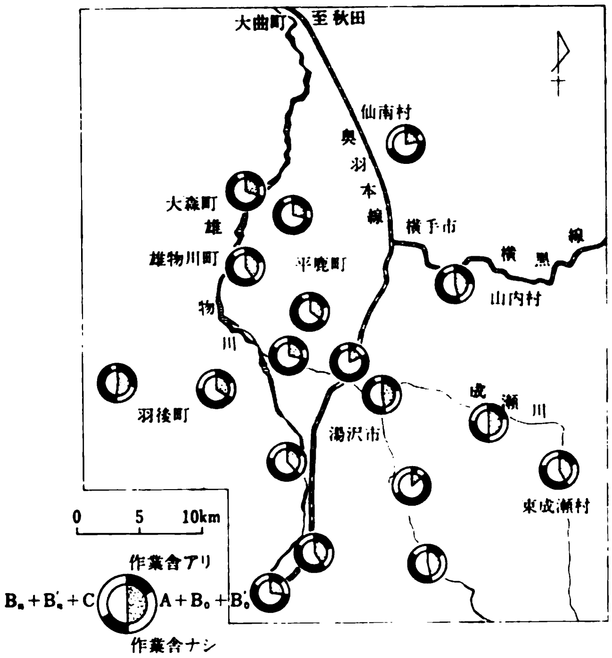
次に，調査票の建物配置略図から，付属建物の所有状況，その構成等について概観する。

対象地域における付属建物は，一般に少なく，佐藤（1962）の言う「単棟集中方式」の典型的な地域に属していると考えられる[12]。1戸当りの付属舎数は，18校の平均で1.51，いずれの地域でもあまり差異がないが，奥羽山地中，特に成瀬川の上流部でやや少なくなる傾向が指摘できる。付属建物の種類としては，作業舎，木小屋，板倉（この地方ではセロと呼ばれる），土蔵，車庫等が一般的なものである。

このうち，作業舎は最も枢要な付属舎であり，家屋機能の中に占める位置も大きい。そこで，特に作業舎所有の傾向を考えて見よう。ここで言う作業舎は，作業用空間の他，一般に収穫物・機械の収納用空間，一部飼育空間を併せもち，一般に「こや」と呼ばれることが多い。調査票から判断する場合には，作業舎，作業小屋，納屋等と記載されたもの，及び小屋という記入があっても建物配置図からして実質的には作業舎とみなせるものを含めた（杉浦1977，参照）。

まず，作業舎の所有率を見ると，全体の平均では62%程度であるが，平地部と山間部ではやや差があり，前者では概ね70%前後，後者では50%程度のところが多い。次に，古い型の農家（$A+B_o+B'_o$）と新しい型の農家（$B_n+B'_n+C$）に分けて，作業舎所有率を見ると，前者では概して低く（平均47.8%），後者では高い（72.8%）傾向が明瞭である。これを地域的に見ると，新しい型の多い平地部で作業舎所有率

10）これが，第1図に示したような完全な厩中門造であったかどうかは，はっきりしない。
11）農林省農業総合研究所刊行「昭和10年以降10カ年市町村別積雪調査表」
12）杉浦（1977）の農家建物構成から見た東北地方の地域区分においても，寡棟地域に属する。



第4図 横手盆地南部における作業舎所有率と家屋タイプ

が特に高く，古い型が増加する山間部で低くなるわけであるが，古い型の農家率が高いところでも作業舎所有率が比較的高いところも見られる（以上，第4図）。

次に，これらの作業舎の建築年代を見ると，昭和40年代が48.1%を占め，他は30年代19.0%，20年代16.3%，20年以前（戦前）16.6%となる[13]。これらの値には地域的傾向も見られ，山間部では40年代建築の割合が特に多くなる。

以上の傾向を総合して考えると，新しい型の農家の出現に際しては，母屋内ドマニワから別棟作業舎への作業・収納或いは飼育空間の移行が伴ない，また古い型の農家においても作業舎の増加により旧来のままの家屋機能から次第に変化していることが予想される。また，そうした変化が，平地部から進行していることによって，現在の地域的差異の主要部分が形成されていると言えよう。

(2) 外観調査の分析から

次に，平地部から山間部へと連続する集落群の家屋外観調査の分析をもとに，家屋形態の特色を集落単位で検討して見よう。

まず，家屋タイプの分布を見る（第5図）。ここでは外観調査のみのため，古い型と新しい型の区別が十分にはできなかったので，A，B，B′，C の4タイプで示した。まず，A（中門造）について見ると，平地部3部落（腕腰，半助村，樋場）では皆無であるが，上流部にいくほど徐々に増加し，特に狙半内川流域では50%を越すところが多くなり．最高率の上畑では72%となっている。これら山間部の数値は，調査票で調べた変貌以前の高率地域の数値に近く，山間奥地の集落の中には現在でも，中門造があまり減少せずに残っているところがあることを示していよう。Bは，吉野を始め荻袋，安養寺，菅生，鍋ケ沢等，成瀬川沿いの集落で多い。このうち，荻袋，吉野等は街村状の集落であり，妻入りのB型も多い。B′は，平地部3集落で特に多く，山間地成瀬川沿い・狙半内川沿いでも一定の率を保っている。

次に，屋根材料について見ると（第5図），現在ではトタン葺きが主であり，特に平地部3集落ではほとんどがこれであるが，山間部，特に狙半内川流域では草または杉皮葺きの屋根もかなり多い。一般に，山間部でも総草（杉皮）葺きは少なく，庇や中門部等はトタンが多くなっている。

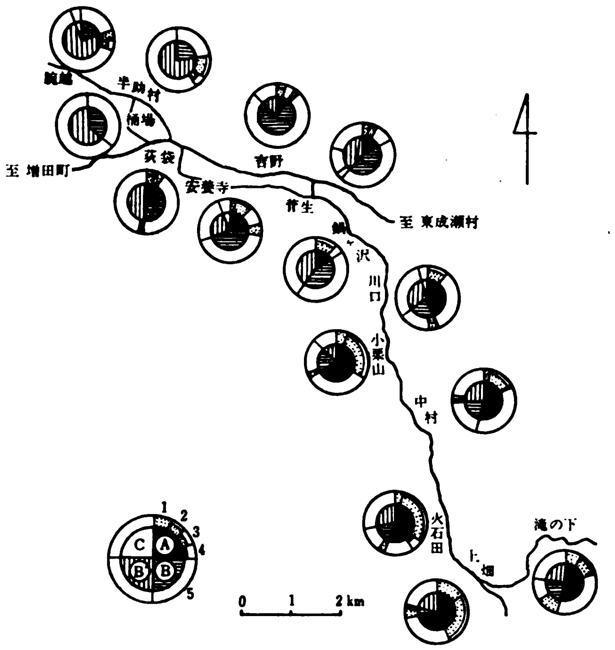
以上の結果は，調査票によって把握された大まかな傾向を，ほぼ裏づけていると言えよう。

2. 横手盆地南部における家屋形態の変貌——事例集落の分析から——

ここでは，事例集落のインテンシブな調査を基礎に，最近（主に第2次大戦以降）における農村家屋形

13) 調査票の有効解答数595，建築年代の新しいものに解答が偏っていると考えられ，あまり正確な値ではない。また，すでに滅失した作業舎については資料がないので，これをもって作業舎建設の全容は述べられない。

態の変貌を具体的に把握する。事例集落は前述の如く，平地部農村腕腰（33戸），山間部農村川口（21戸），上畑（54戸）の3部落，調査はそのうち家屋配置上一まとまりになっている部分，腕腰20戸，川口21戸，上畑47戸について行ない，さらに数値上の分析は上記から完全な非農家及び特殊な就業形態の世帯[14]を除き，腕腰20戸，川口20戸，上畑42戸について行なった。



第5図　成瀬川，狙半内川流域における家屋型と屋根材料
内円：家屋型（A, B, B′, C）
外円：屋根材料　1：全草（木羽，杉皮含）2：草が主　3：草，トタン半々　4：トタンが主　5：全トタン

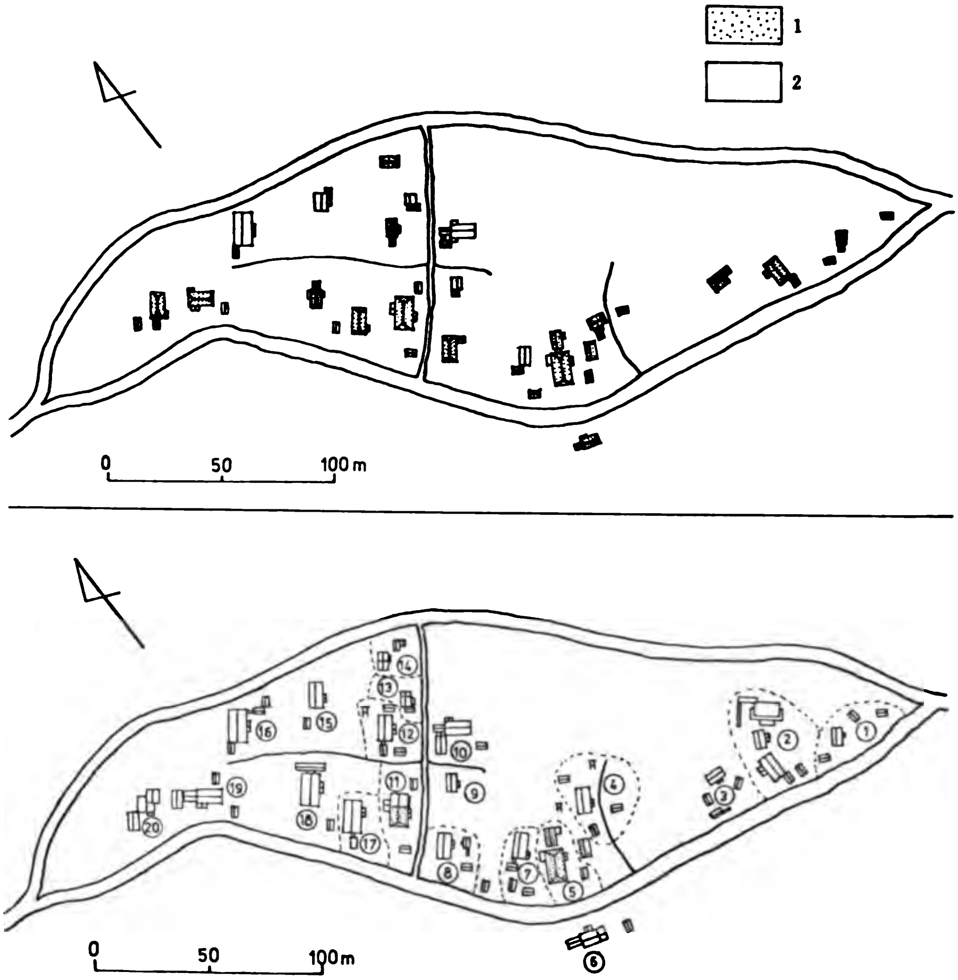
家屋形態の変貌を知るためには，過去の家屋形態を復原・把握する必要がある。幸い，役場税務課において，腕腰については1953年（昭和28年），川口・上畑については1951年（昭和26年）のかなり完備した家屋調査票・間取り図を入手できたので，それを基礎に聴取・現地調査を加味して昭和20年代後半の家屋形態復原図を作成することができた。これと現地調査によった現況図（昭和51年現在）とを対比したものが第6・7・8図である。以下，これらの図及び聴取によって得た家屋形態変化の情報をもとに3集落の家屋形態変貌の傾向と特色を見ていこう。

(1)　母屋形態の変化

まず，母屋形態を変化させる直接の原因である母屋の新改築の状況を見よう。第1表は，家屋の平面形態にかなりの影響があったと見做せる新改築の回数を年代別に見たものである。これによると，昭和26(28)年から現在までの間に，1戸当りにして腕腰1.05回，川口0.85回，上畑0.69回の新改築を受けたことになる。また，これによって腕腰で7割（14戸），川口・上畑で約3割（6戸・14戸）の農家に，家屋タイプの変更が生じている[15]。これらの変化の時期を見ると，3集落とも昭和40年代に入ってから多くなっている。タイプの変更をひきおこす大幅な変化は，3集落とも40年代後半が多いが，腕腰では40年代前半の時期にもかなり見られる。また，上畑では，40年代10戸のうち，7戸までが49年以降であり，特に51年調査時に新築中3，増築中1見られ，川口より変化のピークがやや遅れていることが指摘できる。

次に，これらの新改築によってどのように家屋タイプが変化したかを見よう（第2表）。腕腰部落では，昭和28年当時すでに中門造は見られず[16]，代って B'_o 型が卓越し（65%），また B_o も次いで多かった。現在までに，かつての B'_o の半数弱が B'_n に変化し，これに B_o から変ったもの，もともと B'_n だったものを併せると，現在では，B'_n が60%を占める。また，これに B_n，Cを加えると，現在新しい型の家屋が

14）ここでは，川口における農業兼土建業を営み，6棟の工場を屋敷内に含む世帯1戸をさす。
15）このうち，腕腰は新築（旧母屋の建て替え新築の意）9戸，改築5戸，川口は新築4，改築2，上畑は新築4，改築10となる。
16）部落の古老によれば，昭和初期に1～2軒あったとも言うが，はっきりしたことは分らない。

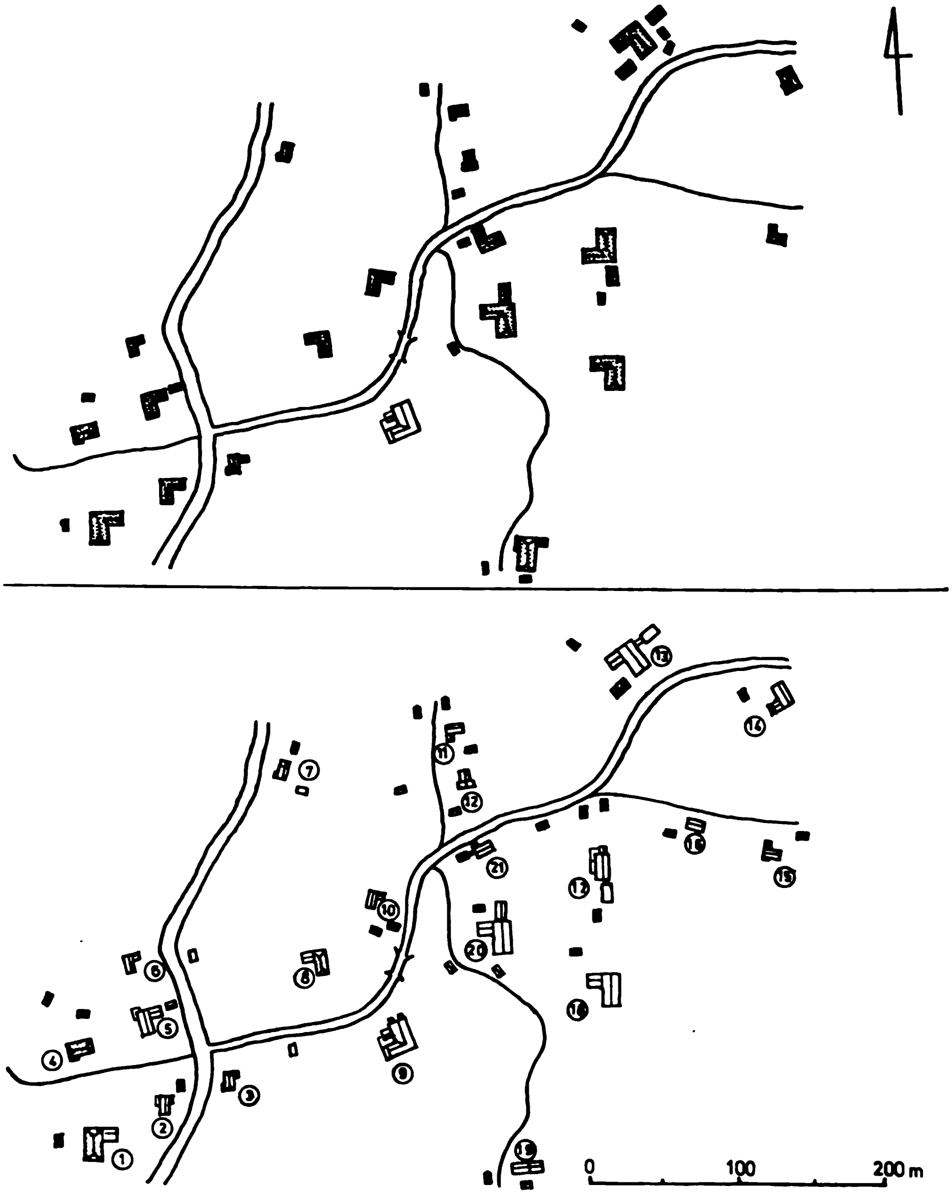


第６図　腕腰部落における家屋形態
上：昭和28年　下：昭和50年
1：草葺き（杉皮，木羽を含む）2：トタン葺き

80%に達している。

川口・上畑においては，昭和26年当時，中門造（A）が卓越し，それぞれ63.2%，75.6%を占めていた。このうち，川口で３戸（現戸数の15%），上畑で５戸（11.9%）が B'_{n} に変化したが，B'_{o} や B_{o} から中門部をつけ足してAに変ったものもあり，中門造は依然としてかなりの高率を占めている（それぞれ45.0%，69.0%）。すなわち，新しいタイプへの変化は，腕腰に比し，大幅に遅れていると言えよう。

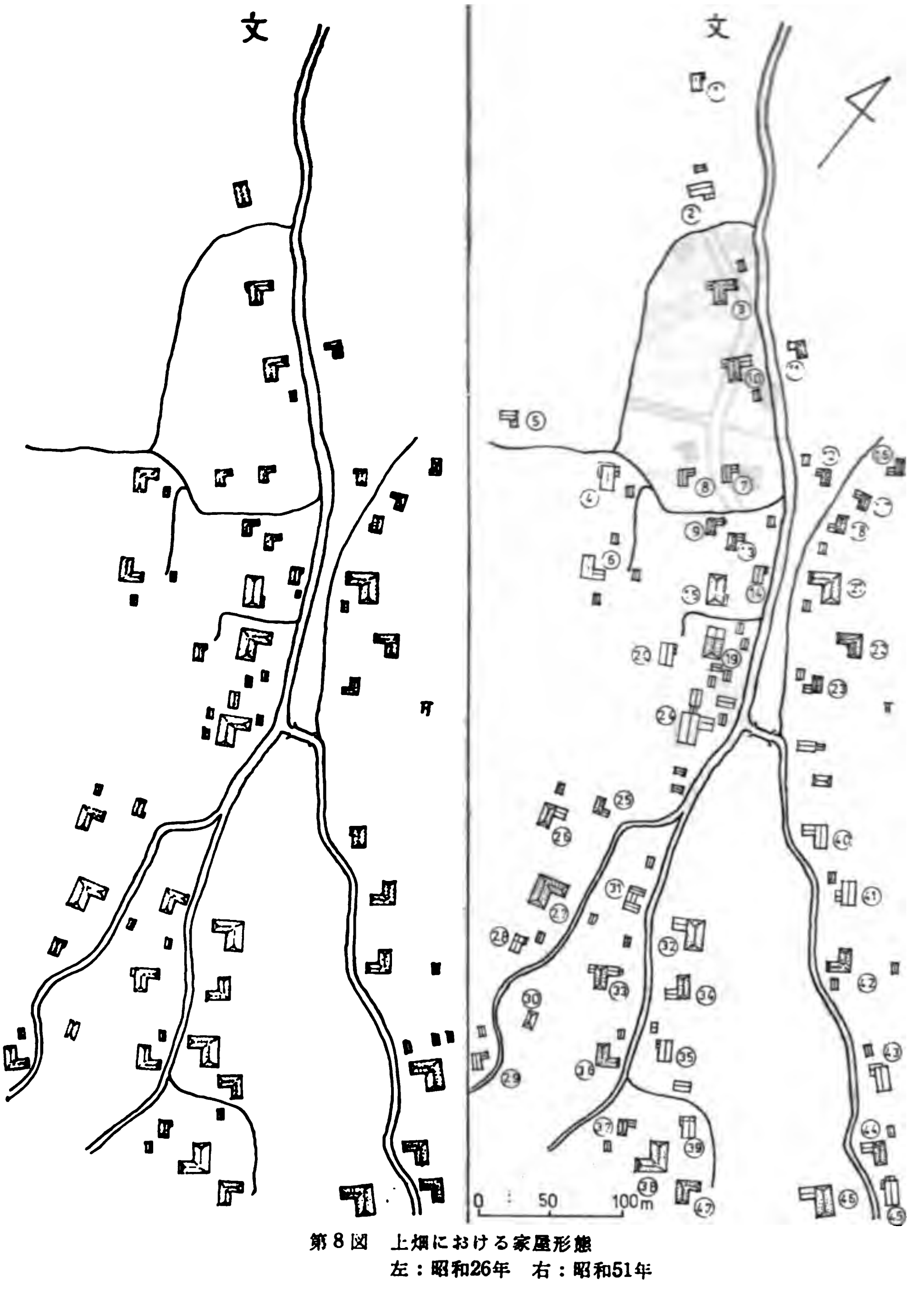
次に，屋根材料の変化について見る（第３表）。昭和26（28）年当時は，３集落とも草葺を中心に，その他杉皮，柾等が多く，腕腰では75%，川口・上畑では１，２戸の例外を除いてほとんど全ての農家が，古いタイプの屋根材料を使用していた。現在，表に見る如く，腕腰・川口のほとんどの農家が，トタン葺きに変っており，草葺き家屋の残存は１，２戸である。しかし，上畑ではトタン屋根化が進行しつつあるものの，なお50%強の草葺き家屋が残っていることが注目される。これらの変化の時期を見ると，やはり



第７図　川口部落における家屋形態
上：昭和26年　下：昭和51年

40年代，特に後半に急増している。

ここで特に，川口・上畑における中門造民家の屋根材料の変化を見ると，川口では主屋・中門部とも草葺き（杉皮・柾も含めて）の家屋の残存はなく，過半が両者ともトタン葺きに変っているのに対し，上畑では中門部のみトタン葺きへの変化が多く，総草葺きも残存している。すなわち，川口では全面的なトタン屋根化が進んでいるのに対し，上畑では中門部のみのトタン屋根化に留まっている家屋が多いと言える。



第8図 上畑における家屋形態
左：昭和26年 右：昭和51年

次に，以上のような変化にともなう内部形態（間取り形態）の変化について考えよう。
まず，昭和26（28）年当時の間取り図を中心に，当時の状態を見る。母屋面積の平均は，[illegible]44.75坪，

第1表　母屋新改築の時期　　　単位：回数

	腕　腰	川　口	上　畑
S. 26(28)～30	1 (1)	3 ( )	3 (1)
31 ～ 35	4 (2)	1 ( )	5 ( )
36 ～ 40	2 ( )	2 (1)	7 (3)
41 ～ 45	6 (5)	3 (2)	6 (2)
46 ～ 51	8 (7)	8 (3)	8 (8)
計	21 (14)	17 (6)	29 (14)

単位：新改築戸数　　( )内：家屋タイプ変更をひき起した回数

第2表　家屋タイプの変化

	S. 26 (28)		S. 26(28)⟶S. 51		S. 51	
腕腰	A	—	B_o ⟶ B'_n	3(15.0)	A	—
	B_o	4	B'_o ⟶ B_n	3(15.0)	B_o	1
	B_n	1	B'_o ⟶ B'_n	6(30.0)	B_n	3
	B'_o	13	B'_o ⟶ C	1(5.0)	B'_o	3
	B'_n	2	B_n ⟶ B'_n	1(5.0)	B'_n	12
	C	—			C	1
	計	20		14(70.0)		20
川口	A	12	A ⟶ B'_n	3(15.0)	A	9
	B_o	2	A ⟶ C	1(5.0)	B_o	2
	B_n	—	B'_o ⟶ A	1(5.0)	B_n	2
	B'_o	4	B'_o ⟶ B_n	1(5.0)	B'_o	2
	B'_n	1	(新築 B_n 1)		B'_n	4
	C	—			C	1
	計	19		6(30.0)		20
上畑	A	31	A ⟶ B_n	1(2.4)	A	29
	B_o	4	A ⟶ B'_n	5(11.9)	B_o	2
	B_n	—	B_o ⟶ B'_n	1(2.4)	B_n	1
	B'_o	6	B'_o ⟶ B'_n	3(7.1)	B'_o	1
	B'_n	—	B_o ⟶ A	1(2.4)	B'_n	9
	C	—	B'_o ⟶ A (新築 B'_o 1)	3(7.1)	C	—
	計	41		14(33.3)		42

単位：戸数　　( )内：S. 51戸数に対するパーセント

川口57.48坪，上畑44.75坪である[17]。当時母屋内で広い面積を占めたのが，土間で，言わゆるドマニワの平均面積は腕腰で15.14坪(母屋面積の33.8%)，川口で14.78坪(25.7%)，上畑で13.42坪(29.6%)となる[18]。

17) 川口では，かつての大地主 N. S. 家の他，2戸がかなり大きな母屋をもつため，平均値が大きく出ている。

18) 土間部分から，内厩，便所を除いて計算した。

第3表　屋根材料の変化

		屋根材料	S. 26(28)	S. 51
腕腰		草	10	1
		杉皮または柾	5	—
		トタン	5	19
		計	20	20
川口	主屋	草	10	2
		杉皮または柾	8	—
		トタン	1	18
		計	19	20
	中門部	草	5	—
		杉皮または柾	7	—
		トタン	—	9
		計	12	9
上畑	主屋	草	39	23
		杉皮または柾	2	—
		トタン	—	19
		計	41	42
	中門部	草	23	8
		杉皮または柾	8	—
		トタン		21
		計	31	29

単位：戸数

これらのドマニワは，稲の脱穀・調整，ワラ仕事等の作業の他，各種の収納用にも使われ，これに多くの家が持っていた内厩を加えると，作業・収納・飼育空間が母屋内に集積していたことになる。以下，典型的な間取り例を挙げよう。

第9図（上）は，腕腰 M.H. 家の28年当時の間取りである。当時この部落に卓越していた B′。型の典型的なもので，前方に突出部（玄関，トノクチ）をもつが，厩が奥にひっこんでいる点が中門造とは異なる。図のように，広いドマニワをもち，板敷化はあまり進んでいない。座敷部の間取りは，この例では田ノ字型的であり，他に5戸が同様の形態をもつが，過半は広間型的である。

第10図，第11図は，川口及び上畑の26年当時の間取り例である。ともに，典型的な中門造であり，厩，便所，通り土間をもつ前方の突出部（中門）と後方の水屋（この地方ではミンジャと呼ぶ）の突出をもつ。これら2つの例の比較からも窺えるように，中門部の突出の程度は一般に上畑で大きく，厩の位置も突出部内にある場合が多い。川口の中門造では，厩の位置が一部主屋部にかかる場合が多く，第12図（上）の M.S. 家の場合のように，奥にひっこんで腕腰の B′。型に類似した型となっている場合もある[19]。ドマの板敷化は，第11図の例でやや進んでいるが，多くは第11図，第12図（上）の如く広いドマニワを残していた。座敷部の間取りは，両部落とも広間型的なものがほとんどである。

19）この例の場合は，一応A型と判定した。

以上のような伝統的な間取り形態から，現在はどのように変化したのであろうか。51年現在の母屋面積の平均を見ると，腕膜48.15坪，川口53.78坪，上畑48.06坪であり，あまり大きな変化はみられない。また，新築された家のみを見ても，多くは40～50坪であり，旧来の農家の規模が承け継がれている場合が多い。しかし，新改築家屋の内部形態には，大きな変化が見られる。最も注目される変化は，土間部分の減少で，母屋の勝手側半分では，かつての広いドマニワや内厩に代り，新たに茶の間や改造された勝手部が主要な部分となっている。すなわち，母屋はかつての作業・収納・飼育空間から，居住空間として純化されつつある（杉浦，投稿中）。こうした変化は，当然新改築の多い腕膜で進行しており，川口・上畑で遅れているということになる。なお，前述したように川口・上畑では，中門造民家の屋根のトタン化が進行しているが，その変化は多くの場合外面的であり，ドマニワ・厩はそのまま残されている。しかし，機能的に見ると，ドマニワが休閑化したり，厩を物置に使用したりする等の変化も，進行しつつある。以下，具体例を挙げる。

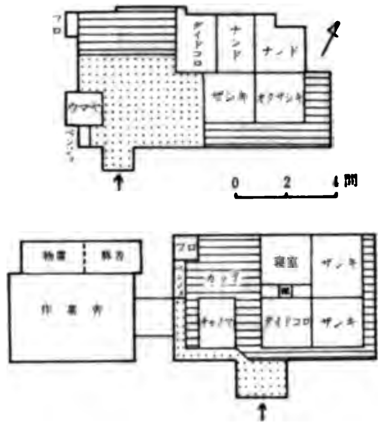
第９図（下）は，腕膜 M.H. 家の新築（昭和44年）後の間取りである。図に見るように，かつての広いドマニワは姿を消し，板敷化された居住空間が中心となっている。土間は，玄関部から続く通路としてのみ使用され，作業・収納・飼育空間は，併接された作業舎（44年建築）に移行している。

第12図（下）は，50年に新築された川口 M.S. 家の間取りである[20]。前方の玄関の突出部は中門風な外観をもち，また後方に勝手部（水屋）の突出をもって，旧母屋の平面形態の名残りを留めているが，ドマニワにあたる部分は板敷化され，茶の間になっている。川口・上畑の新築された B′。型の家屋には，このように旧中門造に類似した形態がしばしば見られ，伝統的な家屋形態の踏襲性を感じさせる。

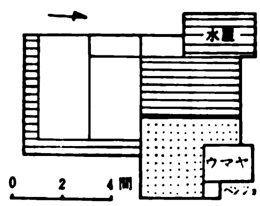
(2)　付属建物とその構成の変化

付属建物は，母屋とともに農家の家屋機能を分担しており，その変化は母屋形態の変化と密接な関連をもつ。

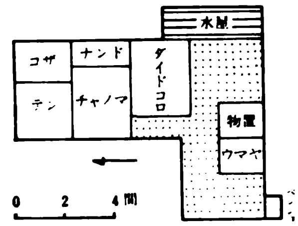
昭和26(28)年当時の付属建物構成を見ると（第４表），全体に付属建物が少なく，全くもたない家も多かった。当時の付属舎の多くは，板倉，土蔵，物置き等であり，言わば余裕のある家の食料・余財の収納が主なものであった。作業舎の所有率を見ると，腕膜で30%，川口15.8%，上畑では僅か7.3%であり，作業空間の分離はあまり進行していない。すなわち，農家諸機能が母屋に集中する「単棟集中方式」の典型的な形がここに現われており，特に山間部の集落ほどその傾向が著しかったと言えよう。



第９図　腕膜 M. H. 家間取り
上：昭和28年当時（明治末建築，昭和44年とりこわし）
下：昭和51年当時（昭和44年建築，２階建）



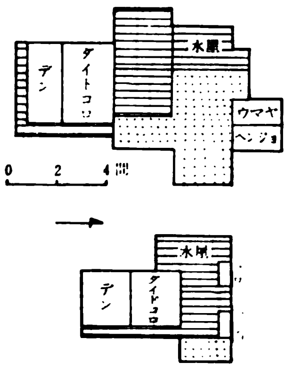
第10図　川口 S.S. 家間取り
昭和26年当時（昭和21年建築，２階建）



第11図　上畑 Y.S. 家間取り
昭和26年当時（明治27年建築，中門部中２階）

51年現在，全体的には寡棟地域に属するものの，20年代末と比較すれば付属舎の数・面積とも増加して

20)　旧母屋（第12図，上）は，49年末に火災のため焼失。



第12図　川口 M.S. 家間取り
上：昭和26年当時（明治35年ごろ建築，昭和49年末焼失）
下：昭和51年当時（昭和50年建築，2階建）

おり，特に腕腰でその傾向が著しい。種類の上では，作業舎の他，機械小屋，豚舎，タバコ乾燥小屋等，新しいタイプのものが増加しており，板倉，土蔵等はむしろ減少の傾向にある。ここで，作業舎の所有率を見ると，腕腰ではすでに85%に達しているが，川口，上畑ではそれぞれ30%，21.4%とまだ低い段階にある。現在の作業舎は，前述の様に作業機能の他，機械類等の収納を重要な機能としてもち，また一部では牛豚の飼育舎を包含している。すなわち，その建設は作業・収納・飼育機能の母屋からの分離を意味している。腕腰において，前述した新改築農家のほとんどが作業舎を有している（例外1戸）ことは，旧ドマニワから別棟作業舎へ作業・収納・飼育機能が移行している姿を現わしており，川口・上畑においてはそうした変化が遅れていると言うことができよう。

最後に，これらの付属舎の建設時期を見ると（第5表），腕腰では昭和40年代前半から，川口・上畑では40年代後半から増加していることが判明し，特に作業舎について見ても，同様のことが指

第4表　付属建物構成の変化

	S. 26(28)							S. 51										
	戸数	付属舎棟数				付属建物棟数一戸当り	付属建物面積一戸当り	戸数	付属舎棟数								付属建物棟数一戸当り	付属建物面積一戸当り
		作業舎	土蔵	板倉	その他				作業舎	機械小屋	豚舎	土蔵	板倉	タバコ乾燥舎	車庫	その他		
							坪											坪
腕腰	20	6	3	8	3	1.00	6.82	20	17	4	5	3	5	—	3	13	2.50	35.35
川口	19	3	6	6	4	1.00	19.57	20	6	—	—	6	5	8	—	10	1.75	28.93
上畑	41	3	1	8	11	0.56	6.62	42	9	—	2	1	7	2	1	13	0.83	9.33+

第5表　付属建物の建築時期

	腕腰	川口	上畑
戦前	10(2)	12( )	10(1)
S. 21 ～ 30	5(3)	2(1)	5(—)
30 ～ 35	2(2)	—(—)	4(1)
36 ～ 40	2(—)	2( )	3(—)
41 ～ 45	10(9)	1(1)	1(1)
46 ～ 51	7(2)	12(2)	9(5)

単位：棟数　（ ）内：作業舎棟数

摘される。また，これらと，母屋建設の時期を比較して見ると，付属舎建設が母屋の新改築に一歩先行するような形で進行していることが注目される。すなわち，作業舎を中心とする付属舎の建設が，母屋の新しいタイプへの変更を可能にし，またその前提となったと考えられよう。

(3)　まとめ

以上から，3事例集落の傾向を簡単にまとめると次のようになろう。

まず，平地部農村腕曖では，

(i) かなり以前（おそらく昭和初期ごろ）から中門造は見られず，かわって B'_o 型が卓越していた。

(ii) 最近は，新改築による B'_n 型を中心とする新しい型への変化が顕著である。

(iii) 上記の変化は，多くの場合作業舎を中心とした付属舎の建設による作業・収納・(一部飼育)空間の移行を伴なうものである。

(iv) 新しい型の農家が8割に達し，大きな変化がほぼ終りに近づいた段階である。

一方，山間部農村川口・上畑では，

(i) 以前，中門造民家の稠密分布地域であり，現在も依然としてかなりの高率を示している。

(ii) 変化はまだ初期的な段階にあり，中門造の屋根のトタン化が主要なものであったが，最近一部で B'_n 型への変化も見られるようになった。

(iii) 作業舎の新設は，まだ比較的少なく，作業・収納空間の母屋からの分離は十分進行していない。タバコ乾燥小屋等，新しいタイプの付属舎の建設が，最近顕著になりつつある。

(iv) 両部落を比較すると，支谷の出口にあたる川口の方が，より奥地（上流部）の上畑より，変化が一歩先行している。

等が判明した。

IV．考察――農村家屋変貌の地域的要因と方向性

以上，横手盆地南部の農村家屋形態には，平地部農村と山間部農村とでかなりの相違があることが広域調査，外観調査により明らかにされ，その具体的な変貌の状況が事例集落のインテンシブな調査により把握された。ここでは，集落の経済・社会的条件の変化との関係及び自然条件の制約を考えることにより，上記の地域的差異の由来と意味を検討し，さらに本地域における農村家屋形態変貌の地域的要因と方向性を一般的な図式において把握することを試みて，結論とした。

まず，この地域における伝統的な農村家屋形態を規定した要因について，主に機能的側面から考えてみよう。

本地域を含む東北地方日本海側の古い型の農村家屋にとって欠かせなかった伝統的な機能を，以下大きく4つに分けて考えてみると；まず第1に，当然居住空間の確保が考えられる。これには，居室・寝室の他，水屋（勝手，流し），風呂場，便所等を含め，人々が日常生活を維持していく上で欠かせない諸施設が含められている。本地域の場合，これらは全て母屋内に集積し，また家族の母屋内生活時間の多くが広いダイドコロに集中する，いわゆる広間型の間取りとなって現われていた。

次に，作業・収納空間の必要性である。伝統的家屋では，主にドマニワがこれにあてられた。1年の3分の1は深い雪に被われるこの地方にあっては，特に広いドマニワを必要とする。すなわち，秋の穫り取り，乾燥後，母屋内に稲を運び，縁側やドマの一部に積み込み，かなりの日数をかけて，ドマニワ内で主に足踏み脱穀機により脱穀していた。また，わら仕事やタバコ作業，養蚕が盛んであったころには蚕室，収穫物・農機具の置き場や，子供の遊び場にも，このドマニワが広く使用された。

さらに，家畜飼育空間の必要性がある。耕耘機が入る前は，牛馬が大事な労働力であり，これを家族の一員として愛でる心と，寒冷多雪な冬季の気候とが，内厩という形態をとらせたと言えよう。

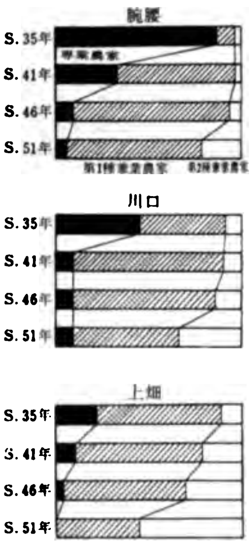
最後に，雪に対する緩衝空間の必要性を考えねばならない。この地方に暮らす人々にとって，冬は雪との闘いと言ってよい。雪囲い等とともに，今ここで問題にする中門造や B'_o 型における前方の突出部も，その現われと考えられる。すなわち，これらの突出空間は，多雪季の出入口を確保し，ドマニワへの雪の吹き込みや出入りによる持ち込みを防ぐ緩衝空間であると考えられる[21]。

21) これら，中門造民家と雪との関係については，小倉（1955, p 143），小野（1959），杉本（1969, p. 138）等，多くの研究者が種々に言及している。

このようにして，本地域ではこれらの諸機能が母屋に集中し，言わゆる「単棟集中方式」をとる伝統的家屋形態が形成されてきた。しかし，以上は一般的に考えた場合であって，どの地域でもこれら諸機能が同じ程度に必要とされるわけではない。特に，平地部と山間部とでは，それぞれを取り巻く自然条件，経済社会条件にかなりの差異があり，その影響を強く受ける。いま，腕腰，川口，上畑について，これを具体的に考えてみよう。まず，積雪量を見ると，全体に深雪地帯であることには変りないが，第３図からも窺えるように，腕腰より山間部の川口・上畑で多くなっており，これが雪に対する防御の必要性の程度に影響を与える。次に，１戸あたり耕地面積(水田面積)を見ると　腕腰1.49ha (1.35ha)，川口0.98ha (0.58ha)，上畑0.76ha (0.33ha) となり[22]，山間部の部落ほど小さくなる。これは，農業経営の規模を規定し，必要とされるドマニワの大きさに影響を与えてきたものと思われる。

以上を総合して考えると，平地部農村腕腰においては広いドマニワと突出玄関をもつ B′。型が適合し，山間部農村川口・上畑では，ある程度のドマニワと充分な雪よけ通路をもつ中門造が適合してきた，と考えられる。

次に，以上のような伝統的農村家屋形態を大きく変貌させた地域的要因について考えよう。周囲の状況が安定している間は，農村家屋にも大きな変化はない。しかし，戦後，特に35年以降の経済高度成長に伴って，農村を取り巻く環境は大きく変化した。それらの影響はもちろんきわめて多角的であったが，ここでは農村家屋が生産活動と不可分の関係にあったことを重視し，主に農業経営の変化との関連において考察する。



第13図　専業・兼業農家率の推移

まず，様々な変化の基底にあるものの１つに，近年の激しい兼業化の傾向がある。対象３集落においても兼業農家は，35年以降いずれにおいても増加し，ほとんどの農家が農外就業に携わるようになった（第13図)。このような傾向は，当然生産活動の中における農業の地位を低め，都市からの情報の増大とともに，都市的な生活要素を取り入れようとする動きを生む。これが，農用空間と住居とが密接に結びついていた従来の農村家屋のあり方を変革し，住生活空間としての家屋の充実・改善を求める動きとなる。また，兼業化は，現金収入の増加とともに，農業省力化の要求を生み，次に述べる農作業の機械化という現象にもつながっていった。

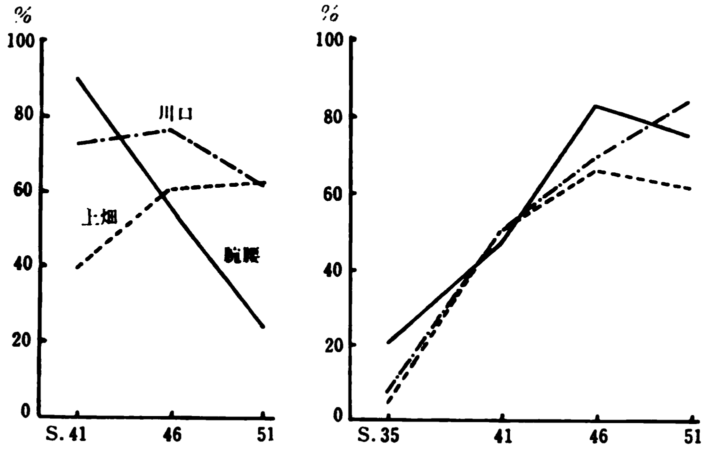
農用機械の導入による農作業方式の変化は，農村家屋形態の変化に，最も直接的な影響を与えた。特に，機械化による脱穀作業の集中化は，従来のドマニワで行なう脱穀方式を不可能にし，新たに別棟作業舎，さらに圃場へと，脱穀作業空間を移行させつつあり，さらに乾燥，調整，精米作業の大型機械化は，そのための作業・収納空間としての大型作業舎を新たに必要とさせている[23]。このような動きを，対象３集落において具体的に見よう。

動力脱穀機導入率の推移（第14図）を見ると，３集落間に明瞭な差異が認められる。すなわち，41年当時，腕腰，川口，上畑の順に導入率が高く，腕腰，川口では過半の農家に普及していたが，その後腕腰では大きく減少し，川口でも46年から同じ傾向にある。これに対し，上畑では現在まで増加を続け，51年にようやく川口の段階に達した。これは，腕腰ではすでに動力脱穀機の段階からハーヴェスター，コンバ

22) いずれも，分析対象農家のみの平均。農業委員会資料による。

23) 動力脱穀機の導入による作業空間の移行については，すでに下河辺 (1959, 62)，扇田 (1955)，関口 (1956)，佐々木・江崎 (1961) 等により詳細に論じられているが，ここでは後の大型機械化の段階をも含めて考える必要がある。

イン等の大型機械の段階に変わりつつあり，川口においてもその傾向を追っているのに対し，上畑では，動力脱穀機の導入段階が続いてきたことを意味する。また，動力耕耘機導入農家率の推移を見ても(第14図)，腕膜・川口で先行し，上畑では遅れていることを示している。ちなみに，あまり正確な資料ではないが，税務関係の申告書等から



第14図　動力脱穀機（左），動力耕うん機（右）導入農家率の推移

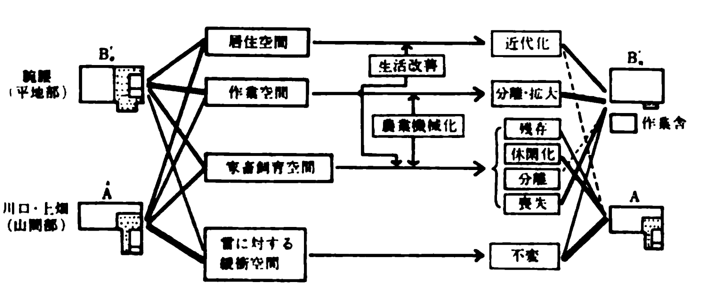
第6表　農用機械導入時期

	腕膜			川口			上畑		
	～S. 40	41～45	46～51	～S. 40	41～45	46～51	～S. 40	41～45	46～51
動力耕うん機	7	6	3	—	2	5	—	1	9
稲刈機・ハーヴェスター等	—	10	12	—	—	6	—	—	11
テーラー	3	2	1	—	2	1	—	—	2
コンバイン	—	—	3	—	—	2	—	—	—
乾燥機	—	1	4	—	—	2	—	—	1
田植機	—	—	7	—	—	4	—	—	—
トラクター	—	—	3	—	—	1	—	—	—

単位：台数

調べた，3部落の農用機械の導入時期を見ても（第6表），ほぼ上記の傾向が窺える。

すなわち，大型農業機械の導入は，腕膜，川口，上畑の順に進行しており，腕膜では40年代前半から，川口では40年代後半から盛んになりつつあり，上畑ではようやくそのきざしが見え



第15図　農村家屋形態の変化模式図

てきた段階にあると言えよう。こうした機械化の程度の差，時期的差異が，3集落における作業舎の建設と母屋の新改築，すなわち作業・収納空間の分離の程度，時期的差異に対応しているものと考えられる。

こうした動きに伴って，飼育空間も，従来の内厩という形態を取り得なくなっていく。すなわち，牛馬の減少とともに，内厩は次第に休閑化し，牛馬の全くいない農家では母屋の新築とともに喪失する。新たに，肉牛や種牛等を飼う場合でも，別棟作業舎のある場合は作業舎内の畜舎に移行する。この理由としては，作業・収納空間の移行にともなう飼育の便宜の他に，衛生上の理由も考えられる。こうした動きを，

3集落で具体的に見ると，腕腰では母屋の新改築とともにほとんどが撤去，川口では肉牛・種牛の飼育がやや盛んなため，内厩として残存する他，独立あるいは作業舎内の牛舎として分離し，上畑では多くが休閑・物置化したままで残っている。

一方，このような農業経営や作業方式の変化の中で，雪は現在もこの地方の人々の生活に大きな影響を及している。家屋の他の機能が変っても，雪に対する緩衝空間の必要性は依然として残る。ここに，中門造が本来の機能を失いつつも，川口・上畑のような山間部において強い残存性，踏襲性をもち，新築される場合にも，その名残りを留めた B'_n 型の突出玄関となって現われている[24] 所以があろう。

以上，3集落の差異を踏まえつつ，経済社会的条件や自然条件との関連において，主に機能的な観点から，農村家屋形態の変化を考察してきたが，それを模式的に表現したものが，第15図である。このような図式が，そのまま横手盆地南部全般に敷衍できるかどうかは，もちろん事例研究の集積を待たないと言えないが，平地部と山間部との大まかな差異に関しては，広域調査の結果がほぼ裏づけていると言えよう。

文　献

秋田県教育委員会(1973)：秋田県の民家＝秋田県文化財調査報告書第27集.
海老沢寛（1966)：会津地方における中門造の分布，東北地理 18(4)，163-166.
石原憲治（1943)：日本農民建築，16輯，聚落社，43-56.
伊藤尚和（1958)：秋田市の家屋構造の研究，秋田地理，No. 5, 13-17.
岩田慶治（1954)：家から見た散村の性格，人文研究，5(9)，76-88.
川島宙次（1976)：滅びゆく民家，主婦と生活社，334頁.
米田藤博（1973a)：会津地方における古民家景観——中門造民家の分布と形態——，社会科研究（大阪府高等学校社会科研究会）No. 16, 17-34.
——(1973b)：新潟県魚沼地方における民家景観——中門造民家の分布と形態——，パイオニア（関西地理学研究会）No. 6, 3-18.
——(1975)：新潟県における中門造の分布と形態，地理学報（大阪教育大学地理学教室）No. 14, 44-57.
今和次郎（1922)：日本の民家，相模書房，323頁.
蔵田周忠（1950)：民家帖，古今書院，306頁.
關田　信（1955)：農家の土間形式の変化，日本建築学会研究報告，No. 32,「意匠・歴史」39-41.
小倉　強（1955)：東北の民家，相模書房，270頁.
小野芳次郎（1959)：山形県の中門造民家の研究——分布と実態を中心として——，山形南高校研究紀要 No. 2, 28-43.
斎藤実則（1960)：横手盆地の養蚕業——本邦における養蚕業北限地域の性格——，東北地理 12(2)，45-50.
佐々木嘉彦・江崎限一郎（1961)：東北地方農家におけるニワの変化について，日本建築学会論文報告集 No. 69, 469-472.
佐藤甚次郎（1962)：日本農家の建物構成と配置方式，人文地理 14(6)，445-464.
関口欣也（1956)：だいどころとこなしべや，農村建築 No. 33, 7-15.
下河辺千穂子（1959)：農家建物の空間構成の変化——農業生産の展開を中心として——，農村建築 No. 42・43, 1-17.
——(1962)：農家建物における農用空間の建築計画的研究，農業技術研究所報告H, No. 28, 207-245.
杉本尚次（1969)：日本民家の研究——その地理学的考察——，ミネルヴァ書房，302頁.
杉浦　直（1977)：東北地方における農家建物構成の地域的差異，地理学評論 50(2)，88-102.
須藤　賢（1955)：中門造民家の形態発生論的考察——越後を中心地域として——，人文地理 7(4)，1-14.
高橋恒雄（1953)：秋田県金足村の気候景観と農家，東北地理 5(2・3)，59-60.
渡辺賢一（1976)：民家の地域性について——山形県南部の中門造りを中心にして——，新地理 24(1)，60.
山本正三（1957)：蜜柑地帯の農家—静岡県中部地域の例，東京教育大学地理学研究報告 I，135-158.

(1977年7月28日受理)

24) ちなみに，渡辺（1976）は，山形県の研究において「多雪地帯では，中門の一機能が入口通路機能として，現代建築の突出玄関などにうけつがれている」と述べている。

地学雑誌 86, 6 (1977)

奄美大島の海岸段丘と第四紀後期の地殻変動

池　田　安　隆*

Coastal Terraces and their Deformations in Amami-Oshima, Ryukyu Islands, Southern Japan

Yasutaka IKEDA

Abstract

Amami-Oshima is located at the central part of the Ryukyu Arc which extends from Kyushu to Taiwan. In Kikai-Jima at about 20 kilo-meters south-east off Kasari Peninsula of Amami-Oshima, rapid uplifting (1.5–2 mm/y) during the past 130,000 years was revealed by the altitudes of its marine terraces and their absolute ages derived from the calcareous terrace deposits (KONISHI et al., 1970). As the Ryukyu Arc has similar geological and geophysical settings to the outer arc of Southwest Japan, the rapid uplifting in Kikai-Jima was interpreted as earthquake related deformation (YONEKURA, 1975) which has been critically studied in the outermost belt of Southwest Japan. The purpose of this paper is to clarify the mode of the vertical deformation in the late Quaternary period in Amami-Oshima with relation to that in Kikai-Jima, and to present some data for comparison with above mentioned seismic crustal movements.

The geomorphic surfaces of Amami-Oshima are roughly classified as follows: low, middle and high coastal terraces and the uppermost low-relief erosion surface. The low terrace (L) consist of Holocene marine terrace, wave-cut bench and alluvial plain, altitude of which does not exceed several meters high. The middle terraces (M1 and M2) are mostly developed in Kasari Peninsula at the height of 10 to 60 meters above sea level and scarcely observable in the other part of Amami-Oshima, except a minor wave-cut bench of 8 meters high above sea level with subrounded gravel and red soil observed at Honohoshi Beach, east of Koniya. The profiles of the middle terraces are, in general, continuous without any cliff or knick point in them and gently inclined seaward. However, in the east coast of Kasari Peninsula they can be divided into two levels: the higher (M1) and the lower (M2). The terrace deposits of M1 terrace are generally thin marine gravels covered with red soil, but valley fill deposits more than 40 meters thick exist inside some small isthmus such as at Taira, Kawauchi and Ogachi. The upper parts of these deposits consist of marine sands and gravels, and the basal parts of them consist of clayey deposits with a lot of breccia and fragments of plants into which a white tuff layer is inserted. M2 terrace is abrasion platform cutting M1 terrace with thin terrace gravels covered with red soil. The high terraces (H) are mainly developed in the northeastern part of Amami-Oshima (mostly included in the area of Fig. 2),

* 東京大学理学部地理学教室・大学院 Graduate School, Department of Geography, Faculty of Science, University of Tokyo.

which are highly dissected by V-shaped valleys but still preserve very flat original terrace surfaces. They are now at the height of 180 to 340 meters above sea level and probably can be divided into two or three levels. Terrace deposits are not observed on them. The low-relief erosion surface is widely developed in the western half of Amami-Oshima and its dependant islets at the height of 250 to 400 meters above sea level.

From the evidences for a large transgression more than 40 meters deep and from the sequence of the middle and low terraces, M1 terrace is inferred to have been formed by the transgression in the last interglacial period, which is called "Shimosueyoshi transgression" in South Kanto, Japan, and dated 120,000–130,000 years B. P. (MACHIDA and SUZUKI, 1971).

The mode of the vertical deformation during the last 120,000 or 130,000 years inferred from the distribution of altitudes of former shoreline of M1 terrace is as follows: (1) Kasari peninsula has been uplifting and tilting north-westward (Fig. 2). Hyakunodai terrace in Kikai-Jima 20 kilo-meters south-east off Kasari Peninsula, which is contemporaneous with M1 terrace in Amami-Oshima, is at the height of 220 meters above sea level. Therefore the tilted area is seemed to extend from Kasari Peninsula to this island. (2) In contrast with Kasari Peninsula, the other part of Amami-Oshima almost completely lacks the middle terraces with the exception of a wave-cut bench of 8 meters high observed at Honohoshi Beach. It indicates that the main part of Amami-Oshima has been stable or probably subsiding.

General relief of Amami-Oshima is discordant with the pattern of the crustal deformation mentioned above: The high terraces (H) and the low-relief erosion surface, which are now elevated to the height of over 200 meters, are widely developed in the stable or subsiding area. It suggests that the beginning of the deformation of this type did not go back long before M1 terrace was formed.

I. はじめに

琉球列島は現在活動中の島弧である。これに属する島々のうちで，琉球海溝に最も近接する喜界島は，130,000年 B.P. 以降1.5～2mm/年の激しい隆起をしていること（KONISHI et al., 1970）が明らかになり，琉球列島における地震性地殻変動区（吉川，1968）に属すると考えられている（YONEKURA, 1975）。しかしながら，一小島のみのデータでは隆起域のひろがりや隆起運動の性格を知ることができず，西南日本外帯の典型的な地震性地殻変動区との比較検討を十分に行いえない。そこで，喜界島に隣接し，比較的長い海岸線を有する奄美大島での旧汀線高度の変化の様子が知りたくなる。奄美大島の段丘地形は既に，HANZAWA (1935)，佐藤（1959），町田（1969）らによって報告されているが，旧汀線の変動に関する報告は未だない。本論の目的は，奄美大島における旧汀線高度の分布を明らかにして，西南日本外帯の地震性地殻変動区との比較検討を行なう資料を提供することにある。

筆者は1975年12月に正味20日間の野外調査を行なう機会をえて，若干の新知見をえたのでここに報告する。本調査に際して，数々のご便宜を与えられた大島郡笠利町役場の方々と，終始適切なる助言をいただいた東京大学理学部地理学教室の佐藤久教授に謝意を表する。なお，調査に要した費用の一部は，文部省科学研究費（昭和50年度総合研究A，課題番号030104）より補助を受けた。九学会連合奄美調査委員会ならびに日本地理学会奄美研究委員会に謝意を表したい。

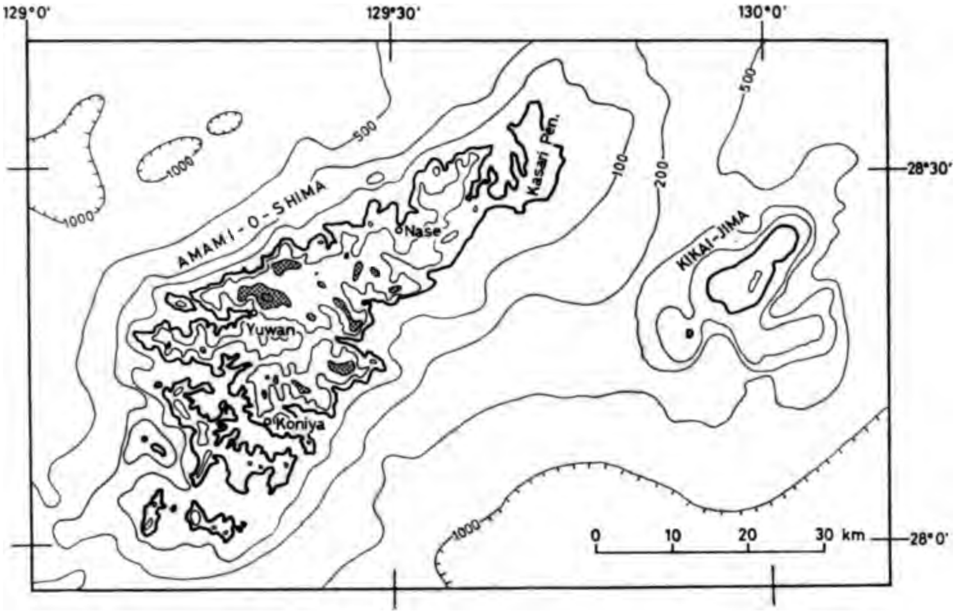


Fig. 1 Location and topographic outline of Amami-Oshima and its environs. The contours on land are 200 meters interval. Shadow indicates the area above 400 meters high.

II. 地形の概要

小西 (1965) の大地形区分に従えば，琉球列島は琉球海溝から内側へ向かって，(1) 琉球地背斜区，(2) 琉球火山列，(3) 古期琉球火山列，(4) 琉球舟状海盆の順に帯状配列をしている。奄美大島は琉球地背斜区に属し，古生代から古第三紀までの堆積岩類と花崗岩質の貫入岩類から成る。地質構造は海溝に対してやや斜交しつつ帯状に配列し，おおむね内側から外側へと順次新しい地層が露出している。奄美大島では，笠利半島の東半部に始新世の和野層が露出し，更にこの南東の沖合約20km に位置する喜界島は，中新世後期から鮮新世の島尻層群を基盤としている。

奄美大島では，おおむね東側に新しい地形面が，西側に古い地形面が発達している。即ち，海岸段丘は高位，中位，低位の3群に大別できるが，このうち海抜10m から60m の高度をもつ中位面群は，北東端の笠利半島に広く分布する。高位面群はこれより西，笠利半島基部から小湊湾に注ぐ大川の谷付近までの範囲に分布し，海抜180m から340m の高度を有する。ほぼ大川の谷を境として，それより西側には，海抜250m から400m にわたって山頂平坦面が発達し，接峰面図を描いてみると全体としてゆるやかな波状の起伏をなしている。この小起伏面は佐藤 (1959) が指摘したように準平原遺物と考えられる。湯湾岳 (694m)，金川岳 (528m) 等の残丘がこの小起状面から抜きん出るようにして点々と突出している。同様の小起伏面は，大島の南西部に隣接する加計呂麻島，請島，与呂島にも発達している。面上には一般に堆積物が認められないが，湯湾岳の北東の福本では，海抜250m の高度に厚さ10m を越える亜円礫層の堆積が認められた。

笠利半島の東岸を例外として，一般に奄美大島の海岸には，沖積平野や低平な段丘の発達が悪い。上述の小起伏面および高位面群は，幼年期的なV字谷によって開析され，急傾斜な山ひだをあらわし，それがそのまま沈水して出入りに富んだ複雑な海岸線を形づくっている。

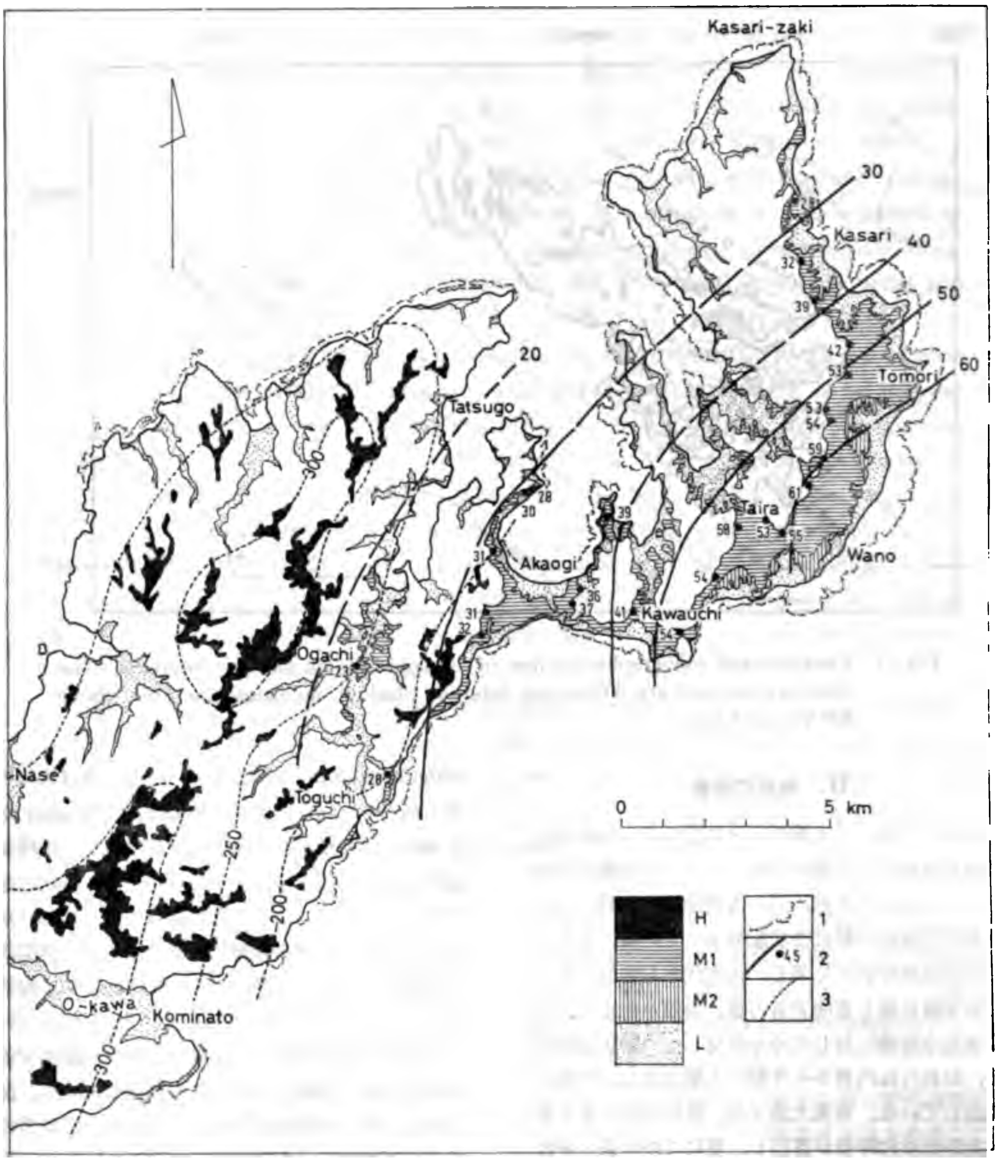


Fig. 2 Geomorphological map of the north-eastern part of Amami-Oshima. **Note that the middle terrace is scarcely developed in the other area of this island, and that the contours of the high terraces (dotted lines) do not directly indicate any crustal deformation.**

H-High coastal terraces ; Ml-Middle coastal terrace (higher) ; M2-Middle coastal terrace (lower) ; L-Low coastal terrace and aluvial plain, 1-Fringing reef ; 2-Present altitude (in meters) of the shoreline of M 1 terrace, and contour-line showing the deformation of it ; 3-Contour-line showing the surface level of H terraces.

III. 海岸段丘

1) **高位面群**：主として北東部の山稜上に発達する極めて平坦な浸蝕面であり，高位の海成段丘と考えられている(佐藤，1959；町田，1969)。段丘堆積物が全く認められず，開析が進んでいて面の分布が離散的であるために，段化は困難である。高位面群の分布域は，西は小湊湾に注ぐ大川の谷付近まで，東は笠利半島の基部までである。名瀬の東方の今井崎，本茶峠，小湊へと北北東方向に連なる稜線上には，海抜290m から350m の高度に広く分布するが，高度の連続性からみてほぼ同時面と考えられる。これより東南東へ向かってやや階段状に低下する (Fig. 2)。

2) **中位面群**：この面は海抜10m から60m までの間に発達する海成段丘で，主として笠利半島に分布している。分布の西限は大勝および戸口あたりまでであり，ここより西側では全くといってよい程これを認めることができない[1)]。笠利半島の東岸と赤尾木周辺では幅広い面をなしているが(Fig. 3)，他では山脚上の狭い波蝕台として残っている場合が多い。段丘面は，途中明瞭な崖を作らずに，海側へ向かってゆるやかに傾き下る一連の面を成している場合が多いが，東岸の宇宿から土浜にかけて，部分的に2面を識別できるところがある。上位をM1面，下位をM2面と呼び，Fig. 2に分布を示す。なおFig. 2の段丘面区分は，大勝周辺の中位を後述の理由によってM1面に分類したほかは，ほぼ町田 (1969) の区分と一致している。

M1面を構成する段丘堆積物は，概して薄く，厚さ数10cm から2m 程度の亜角礫ないしは亜円礫層からなる場合が多い。しかし，平，川内および大勝―戸口間の地峡部のように，M1面形成時に狭い海峡になっていたと考えられる部分では，谷埋め状の厚い堆積物がみられる。これらの谷埋め堆積物は砂層，砂礫層および礫層からなる。下部には角礫や植物遺体を含む粘土質の層が発達し，厚さ数10cm の粘土化した白色火山灰をはさむ (Fig. 4)。川内の南方500m の道路脇の露頭では，海抜約40m の高さに，白色火山灰をおおう厚さ約7m の良く円磨された砂礫層が観察され，砂礫層の上部には斜層理が発達している(Fig.5)。この堆積物は谷に沿って更に北方へと追跡でき，川内の小学校脇では，海抜約7m の高さに白色火山灰とこれをおおう砂層が露出している。付近の旧汀線高度と谷埋め堆積物の分布高度との比較から，M1面の形成に先立って，少なくとも40m の海進のあったことがわかる。

大勝―戸口間の地峡内に発達する段丘にも，白色火山灰を挟む厚さ8m を越える堆積物が存在する。町田 (1969) は主として面の高度からこれをM2面に対比したが，白色火山灰を挟むやや厚い堆積物があることから，これはM1面に対比されるものと考えられる。

M1面の旧汀線は地形的に明瞭で，笠利半島の



Fig. 3 Middle terrace (M 1) along the east coast of Kasari Peninsula viewed from Ayamaru-Zaki, south of Kasari. No higher terrace is developed here.

1) 古仁屋の東南東約5km にあるホノホシの海岸には，厚さ2m 前後の亜円礫層をのせる海抜8m の波蝕台がある。礫層の matrix は赤色土化しているので，恐らく中位面 (M1面) 相当の波蝕台と考えられる。Fig. 2の範囲外で中位面が確認できたのは，ここだけである。



Fig. 4 Terrace deposits of M1 terrace at the sea side of Tatsugo Bay, north of Ogachi. The hammer points a white tuff layer.



Fig. 5 Valley fill deposit of M1 terrace near Kawauchi. Upper part of this outcrop is cross-bedded.

東岸や赤尾木の西方では連続して追跡できる。旧汀線高度の測定[2]は，崖錐堆積物等におおわれていないところを選んで，25地点で行なった。

M2面はM1面を切って発達する海蝕面で，旧汀線高度は海抜20mないし25mである。段丘堆積物は薄く，厚さ1m以下の亜角礫ないし亜円礫層から成る。

M1面，M2面とも，段丘堆積物の上部は厚さ数10cmの赤色土でおおわれている。

3) 低位面：谷底および海岸沿いの沖積面をこれに分類する。高度はおおむね数m以下で，段丘化は顕著でない。

IV. 考察

M1面は，それに先立つ40m以上の海進の証拠があることから，最終間氷期の高海水準期を示す段丘，即ち南関東における下末吉面に対比されるものと考えられる。M2面は，段丘堆積物が薄くて顕著な海進の証拠がないこと，M1面の旧汀線高度の高いところ，換言すれば，相対的に隆起の激しいところにだけ発達するという分布上の特色から考えて，南関東の小原台面あるいは三崎面（町田ほか，1971）に対比できよう。

M1面の旧汀線高度の分布からみて，奄美大島におけるM1面離水期以降の地殻変動（垂直変位）は以下の如くであったと考えられる。笠利半島は，大島主部とは異なり，やや急速な隆起域であり，かつ海溝側から内側へ向かって傾動していることがわかる。一方，これより西方の大島主部には，中位段丘がほとんどで発達せず[3]，わずかに古仁屋東方のホノホシ海岸に海抜8mのM1面と思われる波蝕台を確認したのみであったこと，および笠利半島側での傾動傾向の二点から，大島主部は不動ないしは若干の沈降傾向にあるものと推測される[4]。

2) 高度測定には，American Paulin System, Terra MT-2型気圧高度計を用いた。気圧変化に対する補正は，測定の前と後におのおの1度づつ海面での高度を読みとり，それをもとに行なった。一回の測定はおおむね30分以内に終えているので，気圧変化に対する補正は十分行なわれているものと考えられる。

3) 大島主部の主要な河川の河口部には，やや広い沖積平野が発達するが，まわりの山地から張りだした山脚は沖積層によって埋積されている。これらの山脚上には一般に波蝕を被った形跡が認められない。

4) Fig. 2で示されるように，中位段丘面の広さと旧汀線高度との間には比較的良い相関が認められる。このことも，中位段丘の発達の悪い大島主部が不動ないしは沈降域にあることを暗示している。

大島主部に広く発達する高位段丘群や小起伏面の高度分布は，上述のM 1面離水期以降の変動のパターンとは調和しない。現在これらの面は海抜200m から400m の高さにあるから，M 1面離水期以前のある時期に，大島主部を隆起させるような動きがあったことは明らかである。M 1面の変位に示されるような変動が何時から始まったかという問題に答える明確な証拠は，現在のところ，何ら持ちあわせていない。しかし，M 1面の旧汀線高度と調和的な高度分布を有する，より高位の段丘が，笠利半島には発達していないので，この新期の変動の始まりがM 1面離水期を大きく遡ることはおそらくないものと予想される。

笠利半島の沖合20km に位置する喜界島には，その絶対年代から，M 1面に対比される面がある。それは最高所の海抜220m に発達する百ノ台面で，段丘堆積物の礁石灰岩から得られた130,000年 B.P. という絶対年代(KONISHI et al., 1970)は，南関東における下末吉面の年代，120,000ないし130,000年 B.P. (町田ほか，1971) と良く一致する。奄美大島北東部の傾動域は，ここ喜界島まで及んでいるとみなすことができよう。喜界島から笠利半島へと傾き下る変動のパターンと，この変動の起源が新しいという二点は，西南日本外帯の地震性地殻変動の場合と酷似している。

引用文献

HANZAWA, S. (1935) : Topography and Geology of Ryukyu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd ser. (Geology)*, 17, No. 5, 1-61.

小西健二 (1965) : 琉球列島（南西諸島）の構造区分．地質学雑誌，71，437-457.

KONISHI, K., SCHLANGER, S. O. and OMURA, A. (1970) : Neotectonic Rates in the Central Ryukyu Islands derived from ^{230}T Coral Ages. *Marine Geol.*, 9 225-240.

町田　洋 (1969) : 薩南諸島の地形．薩南諸島の総合的研究，明治書院，20-52.

町田　洋・鈴木正男 (1971) : 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年――フィッショントラック法による試み――．科学，41，263-270.

佐藤　久 (1959) : 奄美諸島の地形．奄美（自然と文化），39-53.

YONEKURA, N. (1975) : Quarternary Tectonic Movements in the Outer Arc of Southwest Japan with Special Reference to Seismic Crustal Deformations. *Bull. Dep. Geogr., Univ. Tokyo*, No. 7, 19-71.

吉川虎雄 (1968) : 西南日本外帯の地形と地震性地殻変動．第四紀研究，7，552-564.

(1977年7月27日受理)

万国地質学会議最近の動向

浜　田　隆　士*

Trends of International Geological Congress in Recent Years

Takashi HAMADA

I. 序

1976年8月，シドニーにおいて開催された第25回万国地質学会議は，いろいろの意味において I.G.C. (International Geological Congress) の一つの大きな転機を表わす特異な存在となったように思われる。それは，間もなく100年の歴史を迎えようとする I.G.C. は，とくに第二次大戦後の急速な会議の伸びが開催規模のほぼ限界にまで達したため，経済的にはもちろん，学究活動の面の多様化のうえでも，何らかの自己規制が要求される段階にまでたちいたっているからである。

シドニー会議に関しては，すでにわが国からの出席代表者の報告もあり，その成果や意義のあらましは伝えられている。ここでは，いまわが国で，1984年の第27回会議をめどとする I.G.C.-I.U.G.S. 日本開催の可能性が活発に論じられているという背景をみつめながら，近年の I.G.C. の動向を，このシドニー会議を中心に分析してみたい。最近，この第25回会議の最終報告書が組織委員会から送付されてきたので，その資料を加味しながら述べることにする。

II. 第25回会議の企画

オーストラリアが I.G.C. 招聘の意向を最初に抱いたのは，1956年のことであったという。以来，各種の国際委員会を通じて具体化の努力が重ねられ，ニュージーランド地質調査所100年記念に合わせて，1964年の可能性を申し出たことがあった。しかし，この時は，すでにインドがアジア地区最初の立候補地として名のりをあげていたために，それに譲らざるを得なかったようである。したがって，今回の1976年シドニー会議は，いわばオーストラリア待望の I.G.C. 主催ということであった。

後にのべるように，I.G.C. 出席者数の急増に伴っておこってきた主催国の経済的負担を少しでも軽減するために，当初1人A$ 100 ということも考えられたようであったが，最終的には

出席会員	$ 60
（ただし1976, 3からは	$ 75)
非出席会員	$ 30
同伴会員	$ 30
学生会員	$ 15
ジュニアコングレス会員	$ 50

ということになった。

1st Circular は，1973年の10月に発行され，1974年4月末日を一応の参加希望意志表示期限と定めたのであった。しかし，第1図に示されているように，実際の申込みはその後の数ヶ月間も，それ以前にほとんど変わらないペースで増加している。すなわち，1st Circular での参加意志表示というものは，申込者側の立場からしてもかなり大きな不確定要素を含むこともあって，集計される数字にはごく軽い意味しか持たせられないということを表わしている。事実，会議開催2年前の1974年8月段階での申込数と，実際の出席者数2953あるいは非出席会員を加えた総数3461との間には，著しい差があることを認めざるをえない。ちなみに，2nd Circular は6,000部が印刷され，1975年2月頃から，そして最後の3rd Circular は1976年3月頃から配布されている。

会議の規模をいかに早期に，しかもリーズナブ

* 東京大学教養学部宇宙地球科学教室 Faculty of Culture, University of Tokyo

ルに想定するかということは，主催国にとって最大の重要案件であり，その当否がある意味で会議の運営上のスムーズネスを左右するといっても過言ではない。そこで，いま少し詳しくシドニー会議でのケースをみてみることにする。

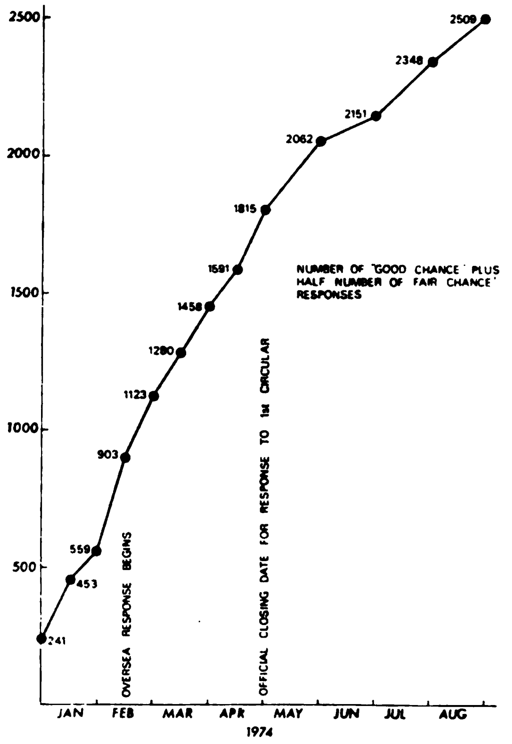
第2図でわかるように，会費の割引き期間の終る時期の前後に急激な申込者数の増加がある。学生会員数もその頃を境にして増加しているが，これは組織委員会がタイミングをはかりながら，国内各大学に呼びかけを行なった結果であるとみられる。

参加会員の国別ならびに地域別分布を第1表・第2表にそれぞれ示す。国別では，当事国であるオーストラリアが圧倒的に多いのは当然であるが，米国に次いで前回会議の主催国であるカナダからは，遠距離にもかかわらず128名もの参加者があった点が注目される。わが国からの参加者が，出席53名，総計75名に達したことはI.G.C. 史に未曾有のできごとであり，わが国研究者の国際会議に対する意識が変わりつつあることの一つの表われであるといえよう。

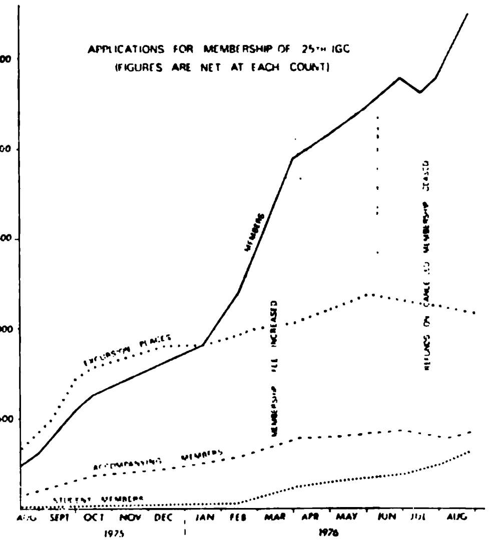
出席者の地域分布について，第24回モントリオール会議と比較してみると，やはり開催地の地理的条件，とりわけ交通事情によって大きな差がもたらされることがわかる。このことは，出席者数の予測に当たっては，ただ単にこれまでの全体的な傾向とか社会・経済情勢の分析だけからではなくて，かなりきめ細かい要因分析が必要であることをものがたっており，計画立案にもっとも苦労が多い点となるのは明らかである。

III. 巡　検

どの国で開かれるI.G.C. についても，そこで計画される巡検は，行事の一つの大きな柱をなしており，第25回会議もその例外ではなかった。シドニー会議の会期前後には，それぞれAおよびC巡検が多方面にわたって企画されたが，1st Circular で公示した時点から最終実施までの経緯をモントリオールで



第1図　会議開催2年前における参加申込み数の累計曲線（General Proceedings より）



第2図　参加申込者数の種別累計曲線（General Proceedings より）

第1表　参加国と会員数 (General Proceedings より)

参加国	出席会員	学生会員	非出席会員	同伴会員	コングレスジュニア	合計	代表
AFGHANISTAN	1	—	—	—	—	1	1
ALGERIA	7	—	2	—	—	9	—
ARGENTINA	1	—	3	—	—	4	1
AUSTRALIA	1269	261	145	100	95	1890	5
AUSTRIA	7	—	3	1	—	11	1
BANGLADESH	1	—	—	—	—	1	1
BELGIUM	8	—	4	1	—	13	3
BOTSWANA	1	—	—	—	—	1	1
BRAZIL	23	—	19	4	2	48	2
BULGARIA	2	—	—	—	—	2	—
BURMA	4	—	—	1	—	5	—
CANADA	128	3	52	46	8	237	7
CHILE	1	—	2	—	—	3	1
CHINA	5	—	4	—	—	9	2
COLOMBIA	1	—	1	—	—	2	1
CUBA	1	—	1	—	—	2	1
CZECHOSLOVAKIA	8	—	2	—	—	10	3
DENMARK	8	—	3	4	—	15	3
EGYPT	3	—	3	—	—	6	—
FIJI	5	—	—	—	—	5	1
FINLAND	9	—	2	2	—	13	2
FRANCE	87	—	18	25	—	130	8
GABON	2	—	—	3	—	5	—
GERMANY, DEM. REP.	3	—	4	—	—	7	3
GERMANY, FED. REP.	64	—	25	6	—	95	7
GHANA	3	—	—	—	—	3	1
GREECE	1	—	3	—	—	4	—
GUATEMALA	1	—	—	—	—	1	—
GUYANA	1	—	—	—	—	1	—
HUNGARY	4	—	1	—	—	5	2
ICELAND	1	—	—	1	—	2	—
INDIA	40	—	11	—	—	51	2
INDONESIA	14	—	—	2	—	16	—
IRAN	22	—	3	5	—	30	—
IRAQ	9	—	—	—	—	9	1
IRELAND	2	—	—	—	—	2	2
ISRAEL	2	—	1	1	—	4	2
ITALY	24	—	7	7	—	38	6
IVORY COAST	3	—	—	—	—	3	—
JAPAN	53	—	17	5	—	75	7
KOREA	3	—	—	—	—	3	1
KUWAIT	7	—	—	1	—	8	—
LESOTHO	1	—	—	—	—	1	—
LIBERIA	1	—	—	—	—	1	—
LIBYA	1	—	1	—	—	2	—
MALAYSIA	7	—	1	—	—	8	1
MEXICO	8	—	4	3	—	15	2
MOROCCO	2	—	1	—	—	3	1
NEPAL	2	—	1	—	—	3	1
NETHERLANDS	21	—	6	6	—	33	1
NEW CALEDONIA	4	—	—	—	—	4	—
NEW HEBRIDES	2	—	—	—	—	2	—
NEW ZEALAND	56	—	3	9	2	70	3
NIGERIA	16	—	—	3	—	19	1
NORWAY	6	—	1	1	—	8	3
PAKISTAN	1	—	1	—	—	2	1
PAPUA NEW GUINEA	6	—	2	—	—	8	1
PHILIPPINES	8	—	4	1	—	13	—
POLAND	2	—	—	—	—	2	2
PORTUGAL	2	—	6	1	—	9	—
PUERTO RICO	1	—	—	—	—	1	—
RHODESIA	—	—	2	—	—	2	—
ROMANIA	4	—	—	—	—	4	1
SAUDI ARABIA	27	—	1	4	—	32	2
SIERRA LEONE	1	—	—	—	—	1	—
SINGAPORE	5	—	2	—	—	7	—

第1表　のつづき

SOUTH AFRICA	21	—	17	3	—	41	4
SOUTH WEST AFRICA	3	—	1	—	—	4	—
SPAIN	11	—	9	2	—	22	1
SUDAN	1	—	—	—	—	1	1
SURINAM	2	—	—	—	—	2	1
SWAZILAND	2	—	—	—	—	2	—
SWEDEN	25	—	1	1	—	27	3
SWITZERLAND	22	—	6	4	—	32	3
THAILAND	20	—	2	1	—	23	1
TUNISIA	—	—	1	—	—	1	1
TURKEY	5	—	5	1	—	11	3
UGANDA	1	—	1	—	—	2	1
USSR	76	—	2	5	—	83	8
UNITED KINGDOM	58	—	14	11	—	83	8
USA	372	13	75	118	10	588	8
VENEZUELA	5	—	—	4	—	9	2
YUGOSLAVIA	4	—	1	—	—	5	—
ZAIRE	1	—	—	—	—	1	1
ZAMBIA	4	—	1	—	—	5	1
TOTAL:	2656	297	508	394	117	3971	145

第2表　出席会員(研究者)の地域分布集計
(25th　I. G. C. Gen. Proc. より)

地　域	モントリオール(1972)	シドニー(1976)
北アメリカ	2,596[1]	516
南アメリカ	119	44
西ヨーロッパ	673	346
東ヨーロッパ[2]	187	103
アフリカ	119	75
中　東	44	67
極　東	80	100
オセアニア	70	1,687[3]
計	3,895	2,953

1)　主催国カナダの1,428を含む。
2)　ソビエト連邦を含む。
3)　主催国オーストラリアの1,550を含む。

のケースと比較しながら Gen. Proc. からとり出してみよう。

コースの取消しや変更もあるので，必ずしも個人的な事情だけのみで参加をキャンセルしたわけではないと思われるが，いずれにせよ結果的には25%をこえる取消しがあったことは，会議全体の出席者数の事前把握とまったく軌を一にした困難がここにもあることを示している。

第3表に概略をかかげたように，実施39コースのA，C巡検には，延人数にして1,094名が参加

	第 24 回	第 25 回
1st Circular での計画数	106	92
2nd Circular での計画数	99	55
3rd Circular での計画数	81	40
実　施　数	73	41
実　施　率 (%)	68.9	43.5
会期のほぼ1年前での申込数	1500	774
最終申込者数	2230	1448
実際の参加者数	1646	1095
参加取消率 (%)	26.2	25.1

第3表　シドニー会議巡検の概要

巡検番号	テーマ・地域	日数	移動距離 (Km)	費用 (Aust $)	参加者数 (日本人)
3C	Perm. Mes., Bowen and Surat basins, C.Qld.	10	1,900	400	24(2)
3C(特)	Bowen and Surat basins, C. Qld.	9	2,000	400	10
4C	Camb. Ord., E. Georgina Basin	11	2,080	220	25
5A	Pre-Camb., Mount Isa	7	950	250	33(1)
C	同上	〃	〃	〃	48
6A	Great Barrier Reef	10	3.200	650	24
C		〃	〃	〃	31(1)
7A	Cainoz, vol., N. Queensland	8	1,100	350	24(1)
10A	Coal geol., E. Australia	10	2,400	500	11(1)
15C	Ore dep., Lachlan fold belt	10	2,300	400	35(2)
16A	Pal. accretion, E. Australia	12	2,600	515	18
17A	Tasman geosyncline	12	2,000	450	14
31A	Ore dep., W. Tasmania	8	2,100	475	29(1)
C	同上	〃	〃	〃	28
33A	Late Pre-Camb.～Camb., Adelaide	10	2,250	350	40
37A1	Carbonate sed., W. Australia	10	1,400	500 +150	7(1)
A2	同上	〃	〃	〃	9
38A1	Dev., Canning Basin	8	650 +350	450	14
A2	同上	〃	〃	〃	15(1)
40A	Archaean, Yilgarn Block	10	2,400	375	28(3)
41C	Min. dep., Yilgarn Block	10	2,000	400	24
42A	Pre-Camb., E. Goldfields	6	870 +900	300	39(2)
43A	Hamersley Basin	6	950	310	29
44C	Pre-Camb., Kimberley	12	1,930	420	33
47C	Pre-Camb., Central Australia	7	4.000	555	32
48A	Late Prot.-Pal., Amadeus Basin	8	1,100	385	40
49A	Mining Centres, N. Australia	11	5,250	950	31
C	同上	〃	〃	975	32
50A	Mining Centres, S. & W. Australia	10	5,000	890	27(1)
C	同上	〃	〃	〃	33(4)
51A	Papua New Guinea	7	1,250	400	27
52A	Papua New Guinea ophiolites	6	800	400	13(1)
53A	Volc. & mineral., Papua New Guinea	6	2,500	500	21
C	同上	〃	〃	〃	22
54A	Mes.-Cen., E. North Isl., New Zealand	9	1,500	275	32(1)
55A	Volc., Q., W. North Isl., New Zealand	11	1,500	345	27
56A	Volc., C. North Isl., New Zealad	6	850	205	54(1)
57C1	Neotectonics, Wellington, New Zealand	12	2,400	390	27(1)
C2	同上	〃	〃	〃	22
58C	Sed., Pre-Camb.-Q., South Isl., N. Z.	11	1,850	330	28(1)
59C	South. part of South Isl., New Zealand	12	2,300	355	34(2)
				延人数	1,094(28)

した。日本人の参加も多く，また多岐にわたっており，19コースに延28名が名を連ねた。

以上の他24コース(うち2コースはキャンセル)にわたる日帰りまたは短期間のB巡検があり，合計780名がこれに参加している。

オーストラリアは国土も広いうえに，パプア・ニューギニアやニュージーランドへの巡検もあったので，行動は地点から地点への移動が多く，時間と費用がかさんでいることは否めない。しかし，巡検内容は地質時代にしてもあるいは対象となる事項にしてもきわめて多彩であり，概して好評であった。

巡検につきものの採集品等の国外発送に関しては，地域によってかなり便宜に差があったようであるが，シドニーから発送する場合は，梱包材料，梱包室，郵便局の出張所等，かなり配慮がゆきとどいていたように思う。

IV. 出版物と財政

第24回モントリオール会議では，19冊におよぶProceedings を印刷・配布し，その費用が I.G.C. 開催経費中に大きな割合を占めた。それまでのI.G.C. でも同様の傾向があり，次第にふくらんできて主催国の一つの悩みとなっていたことは事実である。そこで，モントリオールを機に，I.G.C. の出版物問題を考え直そうという気運が高まり，各委員会の重要課題として検討が続けられた。その結果，ついに今回のシドニー会議からは定款を変更し，今後は I.G.C. で読まれた研究発表は，コンビーナーの責任において掲載誌を選び個別に印刷公表することになった。したがって，会議出席者に配られる印刷物は，Abstract 集とプログラム冊子，ならびに該当巡検案内パンフレット，それに会議の総括としての General Proceedings 1冊ということになる。これによって主催国の経済的および労力の負担が著しく軽減されたことは明白で，シドニー会議が前回にくらべて節約I.G.C. と称されるもの当然である。

しかし，他方，このような I.G.C. の動きに対して不満をもつ国や研究者もあり，シドニー会議の役員会でも問題となった。しかし世界的不況，参加者の激増などの客観情勢ならびに主催国の負担能力などを併せ考えると，やはり今後は同じ方式が継承されるものとの予想が大勢を占める。ただ，出席者あるいは研究発表当事者側の立場からいうならば，どのような形であれ結果を一覧できる機会を失うに等しいわけで，今後いかにしてその不便を解決できるのか，具体的な方法が模索されなければならない。

第25回 I.G.C. の財政的状況をうかがうために，General Proceedings 中の最終報告書から，会議経費の収支決算表を引用紹介しておこう。

〔収　入〕

オーストラリア政府補助金		7,000
N.S.W. 政府補助金		10,000
鉱業・石油工業関係寄付金		19,725
会費	出席会員	174,499
	非出席会員	16,063
	学生会員	4,975
	同伴会員	12,948
	ジュニアー会員	2,570
巡検参加費（A, C）		494,853
巡検参加費（B）		33,733
各種行事等参加費		11,986
同伴者プログラムへの参加費		12,328
カレッジ予約金		82,716
案内書他出版物売上金		5,629
展示参加費		25,482
	計 A $	914,507

〔支 出〕

事務局員給与	51,000
学生アルバイト費	8,496
事務局員旅費等	5,183
事務用品等	6,294
委員会費	4,750
会議諸経費(シドニー)	23,806
公共費および写真費	4,419
A, C 巡検費(含ガイドブック)	471,587
B 巡検費(同上)	39,763
諸印刷費	55,446
通信費	7,917
Proceedings 発送費	7,875
ブリーフケースとその内容	24,452
各種行事費	29,687
同伴者行事費	20,787
ジュニアコングレス	2,485
カレッジ使用料	82,716
展示費	25,708
第24回 I.G.C. Secretary-General への出費	680
計 A $	873,051

注目されるのは，国および州政府からの補助金が，全収入の約0.8%，会社等からの寄付金総額が同じく約1.1%と，ほぼ同じ程度の低い割合を占めている点で，各国それぞれに事情が異なるとはいえ，この値は今後の参考にはなる。

巡検は，元来それだけで成り立つ程度に十分に参加費を見込んであったといわれるだけに，むしろ黒字決算となっていることも，これからの I.G.C. の運営に良い参考となるであろう。

カレッジの宿泊費は，まったくそれ自身で完結しているので，今回の会議全体の中でのウェイトはほとんどないとみてよい。しかし設備のない都市や大学で開催する場合は，この部分に大きな差を生じることは自明である。モントリオール会議が大へん多額の経費を要したのは，会場を大ホテルとしたための影響も大きかったと伝えられているのにくらべると，シドニー会議ではカレッジを宿舎に，大学の教室を会場に設定したために，これまでにも指摘されているように著しい節減が達成されたというわけである。なお，展示に関しても，費用はほぼ収支見合っているから，出品国から実費を徴収して場を提供するという方針であったことがわかる。

いずれにしても，報告書段階で差引き40,000$をこえる黒字決算に持ちこんだことは，予想以上の結果であり，政府援助金と各種寄付金を合わせた額にほぼ見合った分が浮いたことになる。巡検のガイドブック等は，その後も販売しているから，少額ではあるが，それらはさらに収入の上積みとなろう。

しかしながら，上述のような状態は，主催者側にとって好都合であるとしても，他方では参加者側からの不満を導き出す下地をつくったことにもなる。前述のように，I.G.C. 参加者の一つの大きな興味の柱となる巡検についてみても，実行に必要であった諸経費が，参加費総額よりも20,000$近くも下まわり，その額が全体経費黒字分の半分近くを占めたのをみると，長途の巡検が多かったとはいえ，コースによってはチャーターフライト等の費用を予想以上に参加者が別途負担しなければならなかったりしたケースもあって，主催国のややあまい計画に批判が集まる可能性がある。

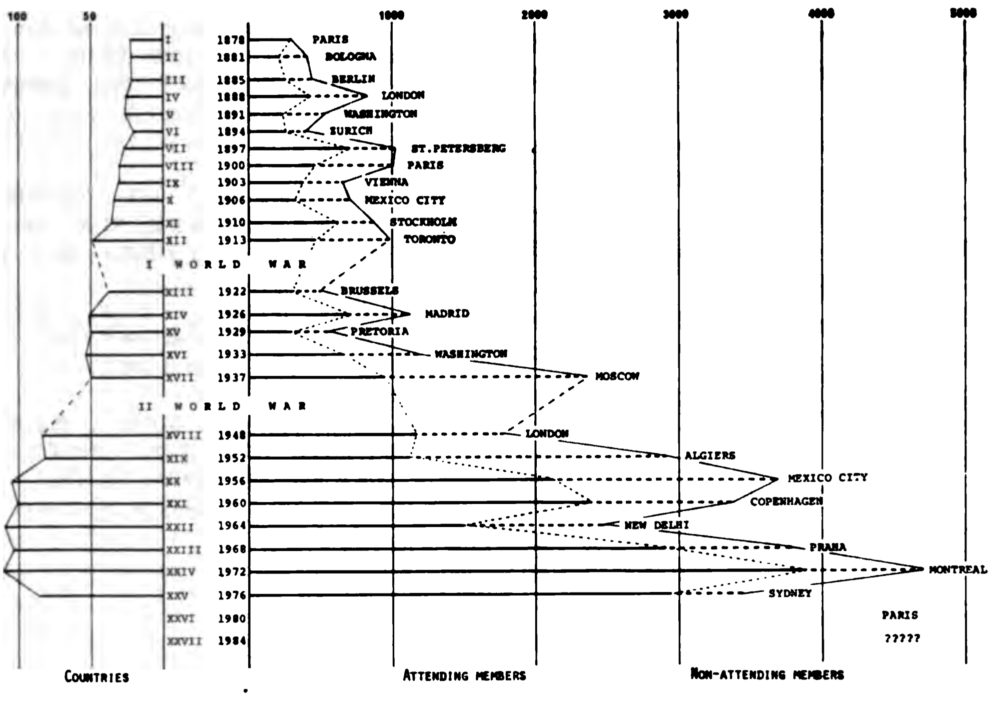
V. 第26回以後の情勢

シドニーにおける I.G.C. 総会では，恒例によってすでにモントリオールにおいて名のりをあげていたパリが，万場一致で次回第26回 I.G.C. 開催地に決定された。総会前まではソビエトがかなり強く自国を主張していたようであるが，1978年が第1回パリ会議から数えて100年に当たり，第26回（1980年）会議はそれを記念して，フランスのみならずヨーロッパ（北欧も含む）各国が協力して計画を立てるいう方針が固められたために，最終的には至極あっさりとパリ開催に賛成することになったらしい。ただし，何らかの理由でパリがだめになった場合にはソビエトが引き受けたい，いうコメントがついている。

I.G.C. の慣例として，総会では2期先の開催候補地を確認しておくことになっている。すでに 2nd Circular の段階で，トルコと日本の名があげられていたが，シドニーの役員会当日になって，ソ連代表が突然新たに申し出を行ない，アジア地区ソ連としてノボシビルスクを候補に立てた。したがって，目下この3国が第27回(1984年)の開催地候補ということになっている。来る第26回パリ会議の最初の役員会までにさらに新たな申し込みがあれば，それを含めて考慮のうえ，総会の席上で決定されることになるわけである。

わが国が開催候補として申し出るまでのいきさつや，その後の各学会，研究連絡委員会，研究機関等におけるこの問題の展開については，すでにいくつもの経過報告が公にされているので，ここで改めて述べるのはさしひかえる。ただ，シドニー会議報告の中で後記として指摘されているように，第25回会議を機に中国の I.U.G.S. への正式加盟が承認されたために，それをめぐって国際情勢のめまぐるしい変化が予想され，第26回パリ I.G.C. 総会での第27回開催地決定までには，かなり複雑な紆余曲折の経過をたどることが考えられる。

中国の参加問題は，単に代表の派遣とか投票権の問題だけではなく，仮りに日本での1984年開催



第3図　I.G.C. 参加国数，出席会員，非出席会員数の変遷

が決まるとしても，わが国の立場としては東アジア諸国との緊密な連繋プレーなくして成功は望めないであろうから，国交関係，台湾問題，南北朝鮮間の外交関係，さらにはソ連対中国というより高次の政治的な動向の影響を蒙らずには済まぬという難しい問題を投げかけていることは確かである。いずれにしても，今後の I.G.C. 役員会での中国代表の動きがもっとも注目されるところであろう。

これまでの一世紀にわたる I.G.C. の歴史を，開催地域，参加国，参加者数などを中心にしてふりかえってみよう。第3図にはそのあらましをグラフとして表現してある。まず，アジア地区に着目すると，1964年の第22回ニューデリーが唯一の開催地であり，諸外国からしきりに是非日本で，と要請される背景をなす事情がわかる。

会議の規模についてみると，数期ごとの波での消長はありながら，次第に大規模化してきている様が歴然としており，前述のようにモントリオール会議を転機として，財政的にも一応の自己規制的縮小の方向が打ち出されてきてはいるものの，開催地それ自身がもつ種々の特殊性や参加者の関心のあり方によっては，必ずしも単純に減衰方向のみの見通しを立てることはできないようにみえる。

加えて，第26回パリ会議は前述のように I.G.C. 100年記念の祭典行事的性格が表面に強く出てくることは想像に難くない。ヨーロッパ諸国が一丸となって参画するとなれば，地理的好条件も手伝って，おそらくは財政規模は別として，かえって史上最大の I.G.C. となる可能性さえあるともみられる。したがって，その次に予定される会議に対してそれらの影響がどのように現われるかは，現在の時点では予測するのがいっそう難しいといわねばなるまい。

VI. あとがき

学界第一級の国際会議を主催するにあたっては，単に経済的，学問的レベルだけの問題だけで可否が決められるべきものでもないように思われる。望まれて開くのと望んで開くのとでもちがいがあるであろうし，前後の会議のなりゆきや事情にも大きく左右されるものであろう。いましきりに討議されている1984年 I.G.C.-I.U.G.S. 日本開催の可能性は，そのような観点から見直してみることも必要であろう。学界こぞってというムードは何よりも力になるであろうが，興味からだけの賛成派が多数を占めた場合，実施面には必ず無理がくるであろう。地道に，舞台裏の事情まで，一人一人が自信と責任感をもって見つめて行くことが大切ではないかと思う。小文が討議の材料に少しでも役立てば幸いである。

参考文献

1) 浜田隆士 (1977)：IGC-IUGS 日本開催 (1984) の可能性について，「化石」27, 89-91.
2) Martinsson, A. (1975)：The International Union of Geological Sciences. *Lethaia*, 8(1), 101-102.
3) Thurston, W. (1969)：International Geological Congress, growth and change. *Geotimes*, Dec. 1969, 15-18.
4) 渡辺武男 (1968)：地質学の発展と国際学術協力—万国地質学会議を中心に—. 日本の地質学（日本地質学会75周年記念出版），1-15.
5) 八木健三 (1975—1977)：IGC-IUGS 開催検討小委員会報告，地質雑，81(6)，396-397(1975)；82(3)，1-2(1976)；83(2)，147-150(1977).
6) 八木健三，池辺展生，立見辰雄，小林勇，森本信男，黒田吉益，浜田隆士 (1977)：第25回万国地質学会議出席報告，同上，83(1)，65-74.
7) 八木健三，渡辺武男，高井冬二，諏訪兼位，加藤昭 (1973)：第24回万国地質学会議出席報告，同上，79(2)，130-140.

(1977年8月26日受理)

書評と紹介

平田茂留著：化石の目録と図集；第1集，高知県産領石植物，昭和47年，平田地質研究所発行，B5版36頁21図版，定価650円，第2集，高知県産中生代化石（除領石植物），昭和49年，同所発行，B5版64頁16図版，定価1000円，第3集，高知県産古生代化石，昭和50年，同所発行，B5版104頁20図版，定価1500円，第4集，高知県産新生代化石，昭和52年同所発行，B5版45頁，定価700円。

著者平田茂留氏は Vol. 86, No. 5 に報ぜられたごとく，昭和52年6月22日逝去された。氏は昭和8年高知県師範学校専攻科を卒業されたが，すでに昭和7年より高知県下の秩父地帯中生層盆地を中心とする地質学および古生物学研究に従事し，昭和15年実業界に転出，主として中国大陸やボルネオ島地下資源の調査開発に従事したため，それらの研究を一時中止された。

昭和22年帰国後，高知県に帰り，教育界にあって勤務のかたわら，かつての調査地域を一巡して気付かれたことは，狭い国土の開発が進むに従い化石産地がつぎつぎと犠牲となって消えて行くことであったという。このようなことが発端となり，その後，高知県を中心とする中生層および古生層の地質学および古生物学研究を推進する一方，刻令夫人の協力を得られ，私財をあえて投ぜられ，多くの古生物資料を採集，保管しようと志し，努力の甲斐あって昭和52年1月1日現在四国外帯を中心に採集された標本は18,037点に達し，その中からは既に21種のタイプ標本が誕生しているのである。

これに先だって，平田氏は昭和43年12月18日，平田地質研究所標本12,345点（化石を主とし，若干の岩石・鉱物を含む）に目録を添えて高知県に寄贈し，昭和45年1月10日，高知市五台山にある高知県立牧野植物園内に県立化石館が開館し，これら寄贈された平田コレクションはここに収蔵され，かつ陳列展示されることとなった。その後も自分の採集した化石標本を県に寄贈し続け，その数は上記の18,037点に達し，全館に保管されている。

高知県は日本でも屈指の化石産地として知られ，ことに物部川流域から佐川地方へかけては化石に富んだシルル系，デボン系，石炭系，二畳系，三畳系，ジュラ系および白亜系が広く分布しており，古くから学者の注目をひいたところである。

C.DIENER, E.V. MOJSISOVICS, A.G. NATHORST, M. NEUMAYR，横山又次郎，矢部長克らの古生物学的研究をはじめ，E. NAUMANN，小川琢治，F. V. RICHTHOFEN，小林貞一らの構造地質学的研究もすべてこの地に由来している。このように四国なかんずく高知県は日本の地質学および古生物学発祥の地として知られているが，高知県立化石館に収蔵および陳列展示されている平田コレクションの化石標本の大部分は物部川流域から佐川地方へかけての標本であり，きわめて貴重な学術資料標本として評価される。平田氏自ら採集したこの膨大なコレクションを私有せず，高知県に寄贈し，化石館が設立されたことは関係者の並々ならぬ御尽力も忘れることはできぬが，それにも増して平田氏の地質学および古生物学に対する深い造詣と地学振興に対する奇特なる篤志であって心から敬服する次第である。

化石館の十分なる管理がおこなわれ，平田コレクションが永久保存される道が開かれ，教材として十分活用されることこそ平田氏の篤志に報いることと信ずる。

平田氏は化石標本を生涯かけて採集し，寄贈されたばかりでなく，貴重な学術資料を完全に活用できる状態で後世に残すには標本の保存・管理に万全を期するはもちろんであるが，さらに採集場所（地質図）を明確にした標本目録兼化石図集刊行の必要を痛感され，昭和46年以後病苦と闘いながら遂に，ここに述べる化石の目録と図集：第1集～第4集を刊行され，平田コレクションの学術的価値を世界的レベルに到達せしめた。以下第1集～第4集の内容についてふれることとする。

第1集は“高知県産領石植物”と題するごとく，秩父累帯“中生層盆地”の領石や佐川の下部白亜系領石層群，物部川層群，上部白亜系宮の原層，永瀬層および上部ジュラ系鳥巣層群から採集

される領石植物化石について，産地，含有地層名，属種名，化石館登録番号を克明に記述し，かつ代表的な化石には写真を付し，特筆することは地質図の中に産地を必ず記入してあることである。本文は地質図6図を含む36頁，および21図版からなっている。

なおこれらの植物化石は越知面盆地（高岡郡檮原町），郷盆地およびその周縁（高岡郡東津野村），佐川盆地（高岡郡佐川町，越知町），高知盆地（高知市），領石盆地（南国市，香美郡土佐山田町），物部川盆地（香美郡土佐山田町，香北町，物部村）の順に記述されている。

第1集は昭和46年6月草稿に着手し，昭和47年8月発行され，木村達明は領石植物化石標本全部にわたって克明に検討を加えられたとのことである。

第2集は標題に示されるごとく，領石植物を除く“高知県産中生代化石”の目録と図集である。内容は第1頁に第2集記載地層一覧表をかかげ，記述される化石の産出地層の地質系統の理解をたすけている。記述は便宜上，Ｉ．三宝山帯，Ⅱ．四万十帯，Ⅲ．秩父帯中生層盆地の3帯に大別され，秩父帯中生層盆地は越知面，郷，長者，佐川，伊野，高知，領石，物部川の諸盆地に細分され，それぞれの地域の三畳系，ジュラ系および白亜系化石の属種名とその採集地を含有地層名，化石館登録番号とともに克明に記述し，かつ地質図を附し，化石の産地を記入してある。

標本の写真図版は理解しやすくするために全部実物大である。16図版には三畳系下部黒滝層，同系中部蔵法院層，同系中・上部三宝山層群，同系上部川内ヶ谷層，ジュラ系中部七良谷層，同系上部鳥の巣層，白亜系下部物部川層，同系上部宮ノ原層，永瀬層および梼佐古層および白亜系四万十層群産の動物化石の実物大写真を見事に取扱っている。本文は12枚の地質図とともに68頁である。

第2集の刊行にあたっては田村実，松本達郎，市川浩一郎，小林貞一，浜田隆士，佐藤正，速水格および川沢啓三の諸氏が協力されたとのことである。

第3集は“高知県産古生代化石”を記述している。記述のはじめに第3集記載含化石地層一覧表をかかげ，記述される化石の産出地層の地質系統を理解するのに非常に便利である。記述はＩ．四国カルストおよびその近隣，Ⅱ．横倉山およびその近隣，Ⅲ．伊野地域およびその近隣，Ⅳ．土佐山地域およびその近隣，Ｖ．物部川盆地およびその近隣の順におこなわれ，それぞれの地域のシルル系化石，デボン系化石 石炭系化石，および二畳系化石の属種名，採集地，含有地層名，化石館登録番号を克明に記述している。

第2集と異なることは，記述してある化石が分類上の何であるか，すなわち珊瑚類，紡錘虫類，腕足類，二枚貝類，巻貝類，ツノ貝類，三葉虫類，海百合類などの区別を明記しているので，この化石の目録と図集があれば，素人が化石館を訪れても陳列してある化石が何であるかが容易に理解されることである。

標本の写真図版はシルル系化石9図版，デボン系化石2図版，二畳系化石1図版，石炭系紡錘虫群1図版，二畳系紡錘虫群6図版および二畳系紡錘虫群その他1図版の計20図版である。第1集から第3集までの化石図版は全部で57図版におよびこれだけでも貴重な学術資料である。

化石産地の理解を容易にするために，Ｉ～Ｖ地域の地質図を附し，産地を克明に記入してある。本文は地質図とともに52頁である。

なお第3集には小林貞一氏が序文を寄せられ，高知県の地質 古生物，平田コレクションおよび化石館の重要性を力説しておられる。巻末には“標本（平田コレクション）寄贈とその後の経過概要”および“今後の要望”を掲載し，化石館および標本の永久保存に対する保管・管理面の重要性を訴えておられる。

第4集には“高知県産新生代化石”を取り扱い，1頁に第4集記載含化石層一覧表をかかげ，記述する標本の産出層準などについての理解を容易ならしめている。記述はＩ．四万十層群上部，Ⅱ．幡多半島地方：1．下の加江動物群，2．龍が迫動物群，3．三崎生物群，4．越生物群，5．中筋動物群，Ⅲ．室戸半島地方：1．室戸動物群，2．唐の浜動物群の順に書かれている。

記述は化石の分類学上の位置を明確にし，属種名，採集地，含有地層名，化石館登録番号を記述

し，11地域の地質図にはそれぞれの産地を克明に記入してある。

第4集は巻末の"高知県立化石館問題追加"および"高知県立化石館（平田コレクション）所蔵標本に対する著名学者の研究例"とともに本文45頁で，標本化石図集は御病状により残念ながら断念された。

第5集は"県外産化石"を目標としておられたが，遂にその出版公刊は実現されず，平田氏が亡くなられたことはかえすがえすも残念である。氏はこのほか，昭和51年には277頁からなる"鎚と歩む（自叙伝）"を，昭和52年3月には119頁の"落穂集（続自叙伝）"を出版された。

（神戸信和）

協会記事

会館建築委員会（昭和52年10月1日）

出席者：片山委員長，木村，坂倉，平山各委員。

議　事：

1．地学会館の改新築に関する計画について審議。

理事会（昭和52年10月4日）

出席者：坪井会長，末野，保柳各副会長，岡山，神山各監事，片山，木村，佐藤，前島各理事。

議　事：

1．正会員入会者の次の申し込みを受理した。

高橋伸夫，竹内常彦

2．正会員会費長期滞納者の処置について坪井会長と佐藤理事で具体案を作成の上，理事会に提案することにした。

3．秩父宮学術記念賞候補として，津屋弘達会員の富士山の研究を推薦することにした。

4．地学協会百周年記念行事と地学会館新築事業とは，一応別個のものとすることを確認した。

5．地学会館建築委員会内規を決定した。

日本地学史資料調査委員会（昭和52年10月29日）

出席者：小林委員長，石山，今井，岡山，川上，諏訪，湊，後閑の各委員。

議　事：

1．前回の議事とその後の経過報告があった。

2．地学雑誌編集委員長から小林委員長宛関係資料の通知があった。

3．後閑委員提出の地学史文献リスト整理の件，一応の整理ができた段階で土井正民氏を加え，まとめ方を検討する。

4．坪井先生の口述をまとめる件，11月19日（または26日）地学協会で行なう。記録料として約5万円かかる見込み。

5．総目次の目録の件，石山委員が整理中。

6．欧文地学史文献集の件，小林委員長により一応のリストが作成された。

百周年記念事業準備委員会（昭和52年11月1日）

出席者：保柳委員長，岩生，尾崎，川上，虎岩，諏訪，片山，前島，矢沢の各委員。

議　事：

1．募金趣意書（案）につき検討。

（a）記念出版は地学雑誌総目録だけにする。

（b）募金目標額を「300万円以上（地学雑誌総目録の費用として約200万円を見込んでおく必要がある）」とし，応募金額を，会員5,000円以上，篤志者10,000円以上，法人50,000円以上とする。

（c）応募金者には，記念出版物を贈呈する。

（d）払込の新口座を設け，この事業の会計は協会の経常収支と一応は切り離す，など

（e）発起人に送付し，修正の上，会告として地学雑誌に掲載する。

2．記念事業，特に地学功労者の選択，表彰の形式など，理事会で決定してもらう。

特別講演会（昭和52年11月2日）

石油健保会館において "River Processes in Different Climates" について，スウェーデン，ウプサラ大学教授オーケ・スンドボリィ氏の講演があった（参加者約70名）。

理事会（昭和52年11月8日）

出席者：坪井会長，末野，保柳各副会長，岡山，神山各監事，片山，木村，式，前島各理事。

議　事：

1．編集規約の原案を，編集委員会で作成し，理事会で審議することにした。

2．百周年記念事業募金趣意書（案）の補遺を発起人あてに送ることを諒承した。

3．日本地学史資料調査委員会委員に，土井正民氏を委嘱することにした。

4．会館建築委員会関係

(1) 前回理事会以後の経過の報告を諒承した。

(2) テナントの件を審議した。

(3) 地学会館新築趣意書を印刷することを決めた。

(4) 名誉会員，名誉評議員，前年度役員に会館新築の計画を説明することにした。

(5) 会館新築によって生ずる諸事項の対策を審議した。

5．評議員会を昭和52年12月3日午後2時より開催することに決定。

6．臨時総会を昭和52年12月17日午後3時より開催，同日午後1時半から講演会を開催することにした。

編集委員会（昭和52年11月10日）

出席者：式委員長，安斉，井上，川上，神戸，五条，諏訪，西川，前島，矢沢の各委員。

議　事：

1．地学雑誌第87巻1号の編集について，審議した。

2．韓国の地質学，地理学文献と地学雑誌との交換について審議した。

1980年国際地理学会議（IGC）記事（2）

その後7月18日，8月9日，9月10日，9月30日，11月29日に準備委員会が開かれた。主な決定事項は次の通りである。

(1) 会議は1980年8月31日（日）を登録日とし，本会議を9月1日（月）から5日（金）まで，東京で開催する。

(2) 本会議前および後に夫々約1週間各地に巡検を行う。各種の委員会・ワーキンググループの会合を本会議前に各地で開催する。

(3) 本会議の Section は次の11とする。

1．Geomorphology
2．Climatology, hydroloy and galciology
3．Biogeography and soil geography
4．Physical geography
5．Economic geography
6．Population geography
7．Urban geography
8．Cultural and social geography
9．Historical geography
10．Regional geography
11．Geography in Education

また General Symposia を行う。

(4) 展示は ICC と連絡を密にして行う。

(5) 今年度（昭和53年3月まで）の各委員会の予算を次のように決めた。（単位万円）

総務委	40	広報委	30	会議委	10
野外委	15	出版委	40	展示委	10
会員委	10	募金委	10	財務委	10

(6) 各委員会の委員長，同代理，委員を次のように人選した（◎は委員長，○は委員長代理）。また西川治を Executive Advisor とした。

総務委員会　◎吉野正敏，石井素介，浮田典良，○河村武，鈴木隆介，高村弘毅，佐々木博，長沼信夫，田宮兵衛，増田啓子，太田勇，高山茂美，田淵洋，鈴木裕一

財務委員会　◎町田貞，○浅野芳正，前島郁雄，池田宏，高阪広行，立石由己，矢田俊文，小野博司，大森博雄

会議委員会　◎市川正己，中野尊正，小堀巌，水津一郎，谷岡武雄，田辺健一，○大矢雅彦

野外研究委員会　◎吉川虎雄，○戸谷洋，鴫沢

巌，阪口豊，太田陽子，河辺宏，中村和郎，山口岳志，青野寿彦，井関弘太郎，堀信行，山本茂，西村嘉助，河野通博，石田寛，二神弘

出版委員長 ◎高野史男，○貝塚爽平，奥野隆史，竹内啓一，山鹿誠次，茸野峯明

会員・宿舎委員会 ◎川上喜代四，○前島郁雄，松田孝，青木栄一，江波戸昭，渡辺一夫

広報・渉外委員会 ◎正井泰夫，井出策夫，斉藤毅，鈴木富士郎，高橋伸夫，○谷治正孝，内藤博夫(お茶大)，阿仁屋政武

展示委員会 ◎式正英，○井内昇，大竹一彦，大友篤，上坂修夫，野々村邦夫，三橋節子，五条英司，石山洋，斉藤功，小野有五

募金委員会 ◎竹内常行，清水馨八郎，茂木昭夫，木内四郎兵衛，浅野芳正

なお予算委員会（◎矢沢大二，各委員会委員長全員）は財務委員会に事務を引継いで解散した。

(7) 財務委員会の中に日本地理学会 IGC 運営委員会経理委員会に対応する会計小委員会(仮称)を設置することを決めた。同小委員会の主査は日本地理学会 IGC 運営委員会経理委員会委員長として同運営委員会から推薦された浅野芳正が兼任することとした。また東京地学協会 IGC 運営委員会から推薦された前島郁雄も財務委員会に加わることとした。

(8) First circular は簡単なものとし，12月中には発送する。なおその際に仮申込書を同封し，1978年6月末日まで受付けることとした。

(9) 今後の寄付金の振込先は日本地理学会1980年国際地理学会運営委員会とし，銀行口座，郵便為替口座を設けることにした。

なお IGC シンボルマークの公募に対して13人24点の応募があった。当選作および当選者は次の記事に発表する。

(86巻3号の IGC 記事に準備委員会が6月11日にも開かれたことを追加する)。　(川上記)

訃報

本協会会員木村繁成君は，昭和52年10月19日，病気のため逝去された。ここに謹んで哀悼の意を表する。

会長　坪井誠太郎

会 告

東京地学協会創立100周年記念事業募金趣意書

明治12年（1879）3月，北白川宮能久親王を会長として組織された東京地学協会は，来る54年（1979）には創立100周年を迎えることになりました。

もともと東京地学協会は，明治初年に欧米諸国の科学界の実情を調査した先駆者たちが，長い間，世界の科学的知識から遠ざかっていた日本の人々に対し，地表および地下の自然，ならびに自然と人間活動との関係などに関する広い視野からの新知識を普及し，日本の産業・文化の発展に寄与することを主眼として設立されたものでありました。以来，国内および世界諸地域に関する調査・研究，さらには諸外国の学術団体や学者との親善や知識の交流も盛んに行ない，その活動には目ざましいものがありました。

しかし一方では，この100年の道程は決して平坦とはいえませんでした。特に会員の努力によって，大正6年（1917）に東京市京橋区木挽町に落成した会館も，大正12年（1923）の関東大震災によって焼け，ためにそれまでの華々しい諸活動も思わぬ困難に当面した時期もありました。しかし会員諸先輩の熱意はこの不幸を克服し，昭和5年（1930）には，現在の場所（東京都千代田区二番町12-2）に新しい会館が竣工し，これによって以前にもまさる活動を続けてきました。

第2次世界大戦によるこの会館の被害は一部にとどまりましたが，戦後の社会状態の変革によって財政的にもゆとりがなく，本協会の経営には多大の苦心を必要とするようになりました。この事態もどうやら切り抜けながら，学術団体としての活動を継続して今日に至りました。

顧みますと，諸科学の分野は日を追って細分化し，本協会のように広域分野を包括する活動には，人々の関心が薄らいだ時期もありました。しかし最近になって，これまでのような科学の細分化に起因する諸欠陥が人々に気づかれ，広い視野からの研究・調査の必要が再認識されてきました。

このときに当り，近く創立100周年を迎えます本協会としては，皆様の御協力によって新時代にふさわしい諸活動を行ない，かつ国際的諸要求にも応じられるように発展することを期待しております。

つきましては時節がら，ささやかではありますが，創立100周年を下記の事業によって祝いたいと存じます。どうかこの趣旨に御賛同をいただき，記念事業が成功いたしますよう，同志をお誘いの上，御協力をお願い申し上げます。

昭和52年12月　　　　社団法人東京地学協会創立100周年記念事業発起人一同

記

1. 記念事業
   (1) 講 演 会
   (2) 式　　典（地学功労者の表彰を含む）式典の場所，昭和54年の日時などは未定。
   (3) 記念出版物　式典当日は100年史抄録程度のものの配布にとどめ，本出版物—創立100周年記念会までの東京地学協会報告および地学雑誌総目録—は翌年度に刊行。
2. 募金目標額　　300万円以上
   (1) 会　　員　　5,000円以上
   会員以外の篤志者　　10,000円以上
   法　　人　　50,000円以上
   (2) 送金期限　昭和53年12月末日
   (3) 送金方法　郵便振替　東京0-66278　社団法人　東京地学協会
   （払込料金加入者負担払込通知票をお使い下さい）
   銀行送金　第一勧業銀行麹町支店　口座（普）1451387
   三菱銀行麹町支店　口座（普）4336426
   （上記ともに「東京地学協会創立100周年記念事業実行委員会」あての口座番号）
   募金に応じて下さった方々には記念出版物を贈呈します。

Journal of Geography

Vol. 86, No. 6 (822), 1977

地学雑誌 第822号　昭和52年12月20日印刷　昭和52年12月25日発行

編集兼発行者　式 正英

発行所　社団法人 東京地学協会　東京都千代田区二番町12の2
郵便番号 102　電話東京(261)0809番　振替口座東京 66278番

印刷所　一ツ橋印刷株式会社　東京都品川区上大崎 3-12-15

地学雑誌第86巻総目次

論説・報告

題名	著者	号	ページ
南極の火山と火山岩	倉沢一	1	1～19
気象災害の時代的変遷と，これに対応する防災気象情報の発展について	倉嶋厚	1	20～38
最も確からしい水路網およびそれによって構成される流域の諸パラメータについて―水路網に関する集合論的考察―	徳永英二	1	39～53
日本列島の構造発達史とプレートテクトニクス説	木村敏雄	1	54～67
花粉層序学の現状と問題点	徳永重元・大島秀明・伊藤良永	2	73～79
マリアナ海溝におけるオフィオライトをともなったアクリーション	本座栄一・加賀美英雄	2	80～91
関東平野とその周辺の活断層と主要な構造性線状地形について	松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚	2	92～109
ボリビアの二畳紀 Copacabana 層群について	前田四郎	3	141～157
東京都市圏の地域構造と変化	福原正弘	3	158～173
無人岩再訪	白木敬一・黒田直	3	174～190
ラテライト・ボーキサイトに関連するいくつかの地学的問題	岩生周一	4	213～228
大気環境調査について	箕輪年雄	4	229～240
清水市域における都市化の展開	高橋伸夫	4	241～264
江戸時代の時刻と現代の時刻	保柳睦美	5	273～284
蔓脚類の系統の研究（総説）	山口寿之	5	285～304
三浦半島宮田台地の第四系	奥村清・吉田晴彦・加藤邦宜	5	305～318
化学地質学の展望	飯山敏道	6	341～345
鹿児島県新島南部の海底崩壊について	西村勝二・斉藤祥・谷岡誠一・門脇淳	6	346～363
横手盆地南部における農村家屋形態の特色と変貌	高橋作次・杉浦直	6	364～382

短報・資料

題名	著者	号	ページ
山地における地形分類の最近の動向と課題	小泉武栄	2	110～120
朝鮮地史の今昔（前篇）	小林貞一	2	121～134
朝鮮地史の今昔（後篇）	小林貞一	3	191～207
兵庫県福崎町東部から発見された二畳紀化石	後藤博彌・山際延夫	5	319～321
ヒマラヤの生態学と地質学に関する国際会議	小野有五	5	322～331
奄美大島の海岸段丘と第四紀後期の地殻変動	池田安隆	6	383～389
万国地質学会議最近の動向	浜田隆士	6	390～398

書評と紹介

出 版 物 名	評者又は紹介者	号	ページ
D. SCHREIBER: Entwurf einer Klimateilung für landwirtschaftliche Belange	矢 沢 大 二	1	68～ 69
N. PAVONI and R. GREEN (edited): Recent Crustal Movement (Developments in Geotectonics, 9)	前 田 四 郎	1	69～ 70
Josef SCHMITHÜSEN (herausg.): Atlas zur Biogeographie	矢 沢 大 二	2	135
H. H. BLOTEVOGEL u. H. HEINEBERG: Bibliographie zum Geographiestudium. Teil 1, Teil 2.	矢 沢 大 二	2	136～137
牧口常三郎：人生地理学	宮 久 三 千 年	3	208～209
E. Fukui: The Climate of Japan, Developments in Atmospheric Science	前 島 郁 雄	4	265～266
Franz Zwittkovits: Die Almen Österreichs	矢 沢 大 二	5	332～333
平田茂留：化石の目録と図集；第1集，第2集，第3集，第4集	神 戸 信 和	6	399～401

口 絵

題 名	執筆者	号
バイエルン・フォルアルペン河谷内部の氷河堆積物とムルナウ礫層	式 正 英	1
堆積構造	長 浜 春 夫	2
ネパール，クンブ地方の集落	小 林 茂	3
カナダ楯状地北西部の氷蝕地形	有 井 琢 磨	5
アールベルク峠付近のなだれ多発地域	前 島 郁 雄	6

紙 碑

		号	
小山一郎博士を悼む	末 野 悌 六	4	口 絵
早坂一郎会員の逝去を悼む	浅井 清・尾崎 博	5	336～339

Contents of Journal of Geograpy, Vol. 86, 1977

Article	Author	Page
Volcanoes and Volcanic Rocks in Antarctica	Hajime KURASAWA	1~ 19
Recent Change of Meteorological Disaster and Development of Meteorological Information using Activities on Preventing Disaster	Atsushi KURASHIMA	20~ 38
On Geomorphic Parameters of the Most Probable Channel Networks	Eiji TOKUNAGA	39~ 53
Structural Development of Japan and Plate-Tectonics	Toshio KIMURA	54~ 67
Recent Status and Problems of Pollen Stratigraphy	Shigemoto TOKUNAGA, Hideaki OSHIMA and Yoshinaga ITO	73~ 79
A Possible Accretion accompanied by Ophiolite in the Mariana Trench	Eiichi HONZA and Hideo KAGAMI	80~ 91
Active Faults and Principal Tectonical Lineaments in Kanto Plain and its Surrounding Area	Hiroyuki MATSUDA, Seiichi HATANO and Yoshihisa HOSHINO	92~109
Recent Trend and Problems of the Classification of Mountain Landforms	Takeei KOIZUMI	110~120
Our Knowledge from Past to Present on the Geological History of Korea, Part One	Teiichi KOBAYASHI	121~134
Notes on the Permian Copacabana Group in Bolivia	Shiro MAEDA	141~157
A Study of Regional Structure of the Tokyo Metropolitan Regions	Masahiro FUKUHARA	158~173
The Boninite revisited	Keiichi SHIRAKI and Naoshi KURODA	174~190
Our Knowledge from Past to Present on the Geological History of Korea, Part two	Teiichi KOBAYASHI	191~207
Laterites and Bauxites—Some Critical Review from Geological Standpoint	Shuichi IWAO	213~228
Special Projects on Study of Atmospheric Environment in Japan	Toshio MINOWA	229~240
Déveolpment de l'urbanisation du district de Shimizu (dans la préfecture de Shizuoka au Japon)	Nobuo TAKAHASHI	241~264
Relations between the Time System in the Edo Period and the Japanese Standard Time	Mutsumi HOYANAGI	273~284
A Review of Phylogenetic Studies on Cirripedia	Toshiyuki YAMAGUCHI	285~304
Über das Quatär-System des Miyada-Gebietes der Miura-Halbinsel, Zentral-Japan	Kiyoshi OKUMURA, Haruhiko YOSHIDA and Kuniyoshi KATO	305~318
Permian Fossils Found in the East of Fukusaki-cho, Hyogo Prefecture, Soutwest Japan	Hiroya GOTO and Nobuo YAMAGIWA	319~321

Colloque International sur l'écologie et la
geologie de l'Himalaya ············ Yûgo ONO 322~331
Géologie chimique, sa nature et ses prospectives ············ Toshimichi IIYAMA 341~345
On the Submarine Landslide at the South of Shi-jima,
Kagoshima Prefecture ············ Keiji NISHIMURA,
Sho SAITO, Seiichi TANIOKA and Kiyoshi KADOWAKI 346~363
Farmhouse Forms in the Southern Part of the Yokote
Basin, Nartheastern Japan: Regional Characteristics and
Recent Changes ············ Sakuji TAKAHASHI and Tadashi SUGIURA 364~382
Coastal Terraces and their Deformations in Amami-Oshima,
Ryukyu Islands, Southern Japan ············ Yasutaka IKEDA 383~389
Trends of International Geological Congress in
Recent Years ············ Takashi HAMADA 390~398

東京地学協会取扱い出版物　（▲印新刊）

$\frac{1}{5万}$ 地質図説明書付き（△印を除く）

460円
400円

松
尾
田
仁 合
穂
葉 山
内
田
西 部
三 崎
館
部
東 部
袋 岬
小 島
肥
垣
迫
畑
長 浜
市 場
鹿
花 沢
浜
田
南
津
島

霧島山
串本
鞍岡
小清水
小泊
甲府
国分
昆布森
猿留
須坂
垂水
田沢湖
但馬竹田
丹後由良
妻籠
土淵
都農
津山東部
都井岬
当別
動木
苫前
富高
那智
男体山
西方
沼田
鰐崎
八丈島
春立
羽幌
浜益

東茂住
焼岳
平戸
人首
船津
幌加内
本岐
幌泉
母衣月
神子元島
三日市
三厩
森吉山
門別
焼尻島
湯本
吉野山
米子
呼子
留萌

各 600円
〒 400円

阿寒湖
網走
荒島岳
伊万里
羽前金山
内の浦
遠別
雄冬
渡島大島

大村
奥津
大江山
鹿屋
上里
蠣ノ浦
加子母
金木
加治木
北見
草津
小口瀬戸
国領
佐用
志布志
城端
周匝
川内
男女群島
鷹巣
達布
田並
太良鉱山
近川
智頭
月形
徳舜瞥
仁位
西徳富
根雨
羽島
初浦

肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
美幌
肥前江ノ島
弘前
深浦
三島
三田井
焼石岳
涌谷
若柳

各 890円
〒 450円

五所川原
田老
妹背牛
△横田
脇野沢

850円　〒400円
山形市北部地質図

各 2,390円
〒 500円

竹田
蓼科山

2,390円
〒 都内 450
第一地帯 550
第二 〃 650
第三 〃 750

浜松

各 1,390円
〒 450円

磯浜
岩沼
魚津
渡島福島
川尻
金華山
熊石
久遠
五城目
竹貫
▲多良間島
鶴居
富江
那珂湊
野尻
彦根東部
都城
陸奥川内
米内沢

各 1,510円
〒 450円

羽後和田
大樹
館
多里
飛驒古川

各 1,840円
〒 450円

秋田
八ガ岳

〒 400円
・勝本・郷ノ浦 1組 600円
槌・霞露岳 〃 600円

大間・佐井 1組 600円

阿田和・新宮 1組 600円
伊予高山・八幡浜 〃 600円
掛塚・見付 〃 600円

雑誌　隔月発行，1カ年8,700円（送料を含む）。巻号によっては分売いたします。